

SÉRIE A, N° 1426

N° D'ORDRE :

2200

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Marcel CASTERAS

Agrégé de l'Université,
Chef des travaux de Géologie à la Faculté des Sciences de Paris,
Collaborateur auxiliaire au Service de la Carte Géologique de la France.

1^{re} THÈSE. — RECHERCHES SUR LA STRUCTURE DU VERSANT NORD DES
PYRÉNÉES CENTRALES ET ORIENTALES.

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

28 NOV 1933
Soutenues le 1933 devant la Commission d'examen

MM. CHARLES PÉREZ.....	<i>Président.</i>
CHARLES JACOB.....	} <i>Examineurs.</i>
RAOUL COMBES.....	

*Bulletin des Services de la Carte Géologique de la France
et des Topographies Souterraines, n° 189.*

PARIS ET LIÈGE
LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE CH. BÉRANGER

PARIS, 15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15

LIÈGE, 1, QUAI DE LA GRANDE-BRETAGNE, 1

1933

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

MM.

Doyen..... G. MAURAIN, *Professeur*, Physique du globe.

Doyen honoraire.... M. MOLLIARD.

Profess. honoraires. { H. LE CHATELIER.

H. LEBESGUE.

A. FERNBACH.

A. LEDUC.

EMILE PICARD.

RÉMY PERRIER.

E. GOURSAT..... Analyse supérieure et algèbre supér.

P. JANET..... Electrotechnique générale.

F. WALLERANT... Minéralogie.

P. PAINLEVÉ..... Mécanique anal. et mécanique céleste

M. CAULLERY..... Zoologie (Evolution des êtres organisés)

EMILE BOREL..... Calcul des probabilités et phys. mathém.

H. ABRAHAM..... Physique.

M. MOLLIARD..... Physiologie végétale.

E. CARTAN..... Géométrie supérieure.

GABRIEL BERTRAND Chimie biologique.

JEAN PERRIN..... Chimie physique.

L. LAPICQUE..... Physiologie générale.

M^{me} P. CURIE..... Physique générale et radioactivité.

G. URBAIN..... Chimie générale.

L. MARCHIS..... Aviation.

E. VESSIOT..... Théorie des fonct. et théorie des transf.

A. COTTON..... Physique générale.

J. DRACH..... Application de l'analyse à la géométrie.

CHARLES FABRY... Physique.

R. LESPIEAU..... Théories chimiques.

P. PORTIER..... Physiologie comparée.

CHARLES PÉREZ... Zoologie.

Professeurs E. BLAISE..... Chimie organique.

P.-A. DANGEARD.. Botanique.

LÉON BERTRAND... Géolog. structurale et géolog. appliquée.

E. RABAUD..... Biologie expérimentale.

G. JULIA..... Calcul différentiel et calcul intégral.

PAUL MONTEL..... Mécanique rationnelle.

V. AUGER..... Chimie appliquée.

P. WINTREBERT.. Anatomie et histologie comparées.

O. DUBOSQ..... Biologie maritime.

EUGÈNE BLOCH... Physique théorique et phys. céleste.

N..... Etude des combustibles.

L. LUTAUD..... Géogr. physique et géol. dynamique.

HENRI VILLAT... Mécanique des fluides et applications

CH. JACOB..... Géologie.

P. PASCAL..... Chimie minérale

LÉON BRILLOUIN.. Théories physiques.

E. ESCLANGON... Astronomie.

H. BENARD..... Mécanique expérimentale des fluides.

C. MAUGUIN..... Minéralogie.

L. BLARINGHEM.. Botanique.

A. GUILLIERMOND. Botanique (P. C. N.).

A. DENJOY..... Mathématiques générales.

A. DUFOUR..... Physique (P. C. N.).

H. BÉGHIN..... Mécanique physique et expérimentale.

E. PÉCHARD..... Chimie (Ens. P. C. N.)

A. GUILLET..... Physique.

M. GUICHARD... Chimie minérale.

A. MICHEL-LEVY Pétrographie.

A. DEREIMS..... Géologie.

H. MOUTON..... Chimie physique.

L. DUNOYER..... Optique appliquée.

M. JAVILLIER... Chimie biologique.

ROBERT-LÉVY... Zoologie.

A. DEBIERNE... Radioactivité.

E. DARMOIS..... Physique.

G. BRUHAT..... Physique.

F. PICARD..... Zool. (Év. êtres org.)

L. JOLEAUD... Paléontologie.

M. FRECHET... Calcul des probab.
et phys. math.

M^{me} RAMART-LUCAS Chimie organ.

FOCH..... Méc. exp. des fluides.

PAUTHENIER..... Physique (P. C. N.).

VILLEY..... Méc. phys. et expér.

De BROGLIE..... Théories physique.

LABROUSTE..... Physique du Globe.

FREUNDLER..... Chimie (P. C. N.).

PRENANT..... Zoologie.

P. JOB..... Chimie générale.

CHRETIEN..... Optique appliquée.

G. BOHN..... Zoologie (P. C. N.).

N..... Chimie (P. C. N.).

R. COMBES..... Sc. Natur. (P. C. N.).

GARNIER..... Méc. Rationnelle.

Secrétaire.....

A. PACAUD

Secrétaire honoraire...

D. TOMBECK



A

MONSIEUR CHARLES JACOB

Membre de l'Institut,
Professeur de Géologie à la Sorbonne,
Professeur honoraire à l'Université de Toulouse.

ET A

MONSIEUR LUCIEN CAYEUX

Membre de l'Institut,
Professeur au Collège de France.

Hommage de respectueuse reconnaissance.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41551410_0012

RECHERCHES SUR LA STRUCTURE DU VERSANT NORD DES PYRÉNÉES CENTRALES ET ORIENTALES

PAR

Marcel CASTERAS

Agrégé de l'Université,
Chef des Travaux de Géologie à la Faculté des Sciences de Paris,
Collaborateur auxiliaire au Service de la Carte Géologique de la France.

INTRODUCTION

Les Pyrénées n'ont pas échappé, dans leurs interprétations structurales, aux vicissitudes qui ont accompagné l'étude des grandes chaînes européennes. Au cours du *xix^e* siècle et au début du *xx^e*, ont été successivement invoqués les soulèvements, les failles, finalement les plis compliqués de légers chevauchements, quand, il y a vingt-cinq ans, une théorie séduisante, devenue classique, en est venue à considérer le versant français de la chaîne comme un pays de nappes. Dans cette dernière conception, les Pyrénées, sans être de style proprement alpin, rentrent indirectement dans le cadre général des chaînes géosynclinales. De grandes masses hercyniennes, poussées du Sud vers le Nord, ont été charriées à partir de la Zone axiale sur les terrains secondaires plus frontaux ; et, sous le complexe des nappes, plusieurs fenêtres permettent de prouver les charriages et d'en établir l'ampleur. En outre, si l'on replace les nappes dans leurs positions respectives initiales, on aboutit, pour les terrains secondaires revêtant les masses hercyniennes, à l'hypothèse d'un géosynclinal primitivement situé sur la Zone axiale ou sur son versant nord et caractérisé dans son axe par le métamorphisme intense de ses formations.

Ce schéma, groupant bien des faits connus, a reçu dès l'abord l'approbation des tectoniciens les plus avertis, notamment de ceux qui s'étaient illustrés dans la chaîne des Alpes.

Cependant, Léon Carez, qui avait consacré la majeure partie de sa vie à l'étude des Pyrénées, s'était toujours élevé vivement contre la conception de grands charriages sur le versant nord de la chaîne et il citait, à ce propos, de nombreuses observations qui lui paraissaient controuver leur existence.

Les objections de Léon Carez, comme celles de M. Fournier, ces dernières plus particulièrement relatives aux Pyrénées occidentales, étaient néanmoins restées à peu près sans écho, quand, en mai 1927, MM. Jacob et Astre furent amenés à rejeter, à leur tour, le front de charriage du bord septentrional d'un massif important, celui de la Barousse, au voisinage de la Garonne. C'est dès ce moment que mon Maître, M. Jacob, m'a conseillé de m'attacher à l'étude de la région qui fait l'objet de ce travail. J'ai alors entrepris de revoir en détail, au Nord de la grande saillie hercynienne axiale, la partie de la chaîne qui va de la vallée transversale de la Garonne jusqu'à la Méditerranée.

Mes études sont restées essentiellement objectives, cherchant à démêler les rapports structuraux d'une part entre la Zone axiale et les divers blocs hercyniens nord-pyrénéens, d'autre part entre ceux-ci et leur couverture sédimentaire discordante de terrains secondaires.

Le mémoire que je présente a donc un caractère assez particulier. Il n'est pas, à proprement parler, une monographie régionale, mais une contribution à la connaissance du style tectonique nord-pyrénéen. Sur la bande parcourue, longue de 200 kilomètres et large d'une soixantaine de kilomètres, je me suis efforcé de revoir tous les faits qui peuvent apporter un élément d'information relatif à la solution du problème structural posé. J'ai ainsi attaché une attention toute particulière aux régions les plus compliquées et celles-ci ont été étudiées en grand détail. On trouvera donc ici une série d'études tectoniques de ces régions fondamentales, que j'ai raccordées, dans la mesure du possible, par des descriptions plus rapides d'autres parties d'un intérêt moindre, avec la constante préoccupation de ne laisser dans l'ombre aucun point qui puisse rester litigieux.

Un tel travail a dû faire appel à de nombreuses collaborations.

Les unes sont surtout bibliographiques. M'attaquant à mon tour à une région qui est à l'étude depuis plus de cent années, j'ai fait des emprunts considérables à mes devanciers et il ne me sera pas toujours possible de les indiquer tous. En particulier, lorsque, comme en France, on a l'heureuse fortune de disposer d'une Carte géologique détaillée, même lorsque celle-ci appelle parfois des révisions, il est d'un profit inestimable de posséder au départ une telle base de documentation.

D'autres collaborations et des appuis plus directs m'ont été infiniment précieux.

Mon Maître, M. CHARLES JACOB, en me chargeant de reprendre le problème de la structure des Pyrénées centrales et orientales, m'a confié un travail dont il avait eu, pour lui-même, l'idée première en 1927. Pendant les six années qu'ont duré mes recherches sur le terrain, il n'a cessé d'orienter celles-ci, d'en suivre attentivement les résultats, venant au besoin avec moi vérifier sur le terrain mes observations. Pour la mise au point et la rédaction de cet ouvrage, il m'a aussi grandement aidé. J'ajoute que ma reconnaissance envers M. JACOB s'enracine à une date plus ancienne. C'est son enseignement à l'Université de Toulouse qui a déterminé ma vocation ; c'est à lui que je dois mon initiation à l'étude du terrain ; c'est sur ses conseils, enfin, que je suis revenu à la Géologie, après un stage dans l'Enseignement secondaire.

Au moment où pour moi se présentait la nécessité de trouver l'hospitalité dans un laboratoire parisien, M. LUCIEN CAYEUX a bien voulu me prendre comme assistant temporaire au Collège de France. C'est ainsi que j'ai pu poursuivre mes études. Mais je tiens aussi à remercier M. CAYEUX pour la sollicitude avec laquelle il m'a initié à l'étude des roches sédimentaires. L'examen micrographique des roches pyrénéennes m'a été d'un précieux secours pour déterminer l'âge de terrains dépourvus de fossiles et m'a permis d'étayer solidement mes recherches tectoniques. Mes remerciements vont aussi à M. A. RANDOIN, assistant au Collège de France, qui maintes fois m'a rendu service.

En plusieurs occasions, M. A. LACROIX a bien voulu m'accorder son concours pour l'étude de roches éruptives pyrénéennes.

Quelques déterminations paléontologiques délicates m'ont fait recourir à la haute compétence de spécialistes. Mes remerciements vont à M. H. DOUVILLÉ et à M. J. LAMBERT pour leur aide précieuse.

C'est de l'Université de Toulouse qu'est partie mon étude des Pyrénées, au temps où M. JACOB y était encore professeur. Depuis, j'ai toujours trouvé le meilleur accueil auprès de M. L. MENGAUD, son successeur à la Chaire de Géologie. M. MENGAUD, qui fut, au Lycée de Toulouse, mon premier professeur de Sciences naturelles, n'a cessé de s'intéresser à mes recherches, en m'ouvrant les collections de son laboratoire et en m'accompagnant parfois sur le terrain. J'ai aussi fréquemment mis à contribution la compétence de paléontologiste de M. G. ASTRE.

Au Laboratoire de Minéralogie de la même Faculté j'ai beaucoup appris de M. A. DUFFOUR dans le domaine des roches éruptives et du métamorphisme pyrénéen.

M. F. DAGUIN, professeur à l'Université de Bordeaux, lui-même d'origine universitaire toulousaine, m'a toujours montré un intérêt dont je suis très touché ; il m'a souvent accompagné dans l'Ariège et m'a donné toutes facilités pour visiter la partie occidentale des Pyrénées, afin d'étendre le champ de mes observations.

Enfin, je ne saurais manquer d'évoquer le souvenir des courses communes avec mes amis et collègues toulousains, MM. G. ASTRE, H. BESAIRIE, R. CIRY,

H. GAUSSEN, R. POMEYROL et E. RAMIÈRE DE FORTANIER, ni penser sans émotion à nos nombreux échanges de vue en plein air comme au laboratoire.

Dans les Pyrénées mêmes, M. M. DALLONI m'a fait profiter de ses connaissances des terrains primaires, dont il est plus spécialement chargé pour les Feuilles en cours de révision.

M. E. RAGUIN m'a aimablement entretenu de ses travaux récents et encore inédits concernant la tectonique hercynienne des Pyrénées.

Quant aux aides plus particulièrement matérielles, cependant indispensables, j'exprimerai tout d'abord ma respectueuse gratitude à M. A. LACROIX qui, à plusieurs reprises, a obtenu à mon profit des subventions de la Caisse des recherches scientifiques, avant que je ne sois collaborateur régulier au Service de la Carte géologique de la France. Depuis, toute facilité m'a été donnée à ce Service pour accomplir ma tâche. Je dois un souvenir ému et reconnaissant à la mémoire de PIERRE TERMIER. En septembre 1928, à la suite de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Pyrénées, le regretté directeur m'attacha au Service pour la révision détaillée des feuilles dont on trouvera ici l'analyse. Son successeur, M. L. DE LAUNAY, a bien voulu s'intéresser à l'achèvement de ce travail et lui donner la généreuse hospitalité du Bulletin du Service de la Carte, en y joignant la possibilité d'une illustration aussi complète que soignée.

M. A. MERLE, chef des travaux graphiques du Service de la Carte géologique de la France, a apporté tous ses soins à la surveillance de l'exécution de ce mémoire.

PLAN DE L'OUVRAGE

L'ouvrage débute par une analyse succincte des divers terrains qui interviennent dans la constitution de l'édifice tectonique étudié. Je fournis ensuite un historique rapide des grandes conceptions qui ont été émises relativement à la structure du versant nord des Pyrénées. Après quoi, la partie de beaucoup la plus importante du travail fournit, région par région, en procédant de l'Est vers l'Ouest, l'exposé détaillé de mes observations. Je termine enfin par un chapitre général de conclusions qui répond aux préoccupations exposées au début de notre Introduction.

Pour la compréhension du texte, le lecteur est tout particulièrement invité à s'aider de la carte d'ensemble au 1/200.000 (pl. IX) et des planches de coupes au 1/80.000 (pl. VI, VII, VIII). Je me suis efforcé, en multipliant le nombre des références, d'établir, dans la mesure du possible, une correspondance entre le texte de cet ouvrage et son illustration.

INDEX BIBLIOGRAPHIQUE

Je ne citerai ici que les principales publications auxquelles le lecteur pourra utilement se reporter. Les six volumes de la « Géologie des Pyrénées françaises » de L. Carez, parus de 1903 à 1909, constituent une bibliographie complète des ouvrages géologiques traitant du versant nord des Pyrénées. Aussi renverrai-je pour une documentation approfondie aux listes et aux analyses de cette publication.

La liste bibliographique de L. Carez est arrêtée au 1^{er} avril 1908. Il convenait de la continuer. On trouvera dans l'Index ci-dessous le répertoire des ouvrages et notes se rapportant directement à l'objet de mes recherches et parus depuis cette date. Dans cette liste, j'ai cru devoir introduire aussi les travaux antérieurs à 1908 auxquels il est fait souvent allusion dans le texte, cela pour éviter des répétitions.

Dans la liste qui suit, tous les titres sont numérotés. Le numéro d'un ouvrage, auquel je renverrai dans le texte, y sera reproduit en caractères gras et entre crochets. Il sera souvent suivi de l'indication des pages, ou des planches, auxquelles correspond la référence dans le travail à consulter.

1. D'ARCHIAC. — Les Corbières. Etudes géologiques d'une partie des départements de l'Aude et des Pyrénées orientales. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. VI, Mém. n° 2, 238 p., 4 pl., 1859.
2. E. ARGAND. — La Tectonique de l'Asie. *Comptes rendus du XIII^e Congrès géol. international*, Bruxelles, 1922. Premier fasc., p. 172-372, 27 fig., 1924.
3. G. ASTRE. — Recherches tectoniques sur la terminaison occidentale du Massif de la Barousse. *Bull. Soc. d'Hist. nat. de Toulouse*, t. LVI, p. 584-630, 1927.
4. — Remarques sur la tectonique du Massif de la Barousse dans la région de la Neste. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 139-141, 1928.
5. — Au sujet de l'enracinement de la série B dans la Bigorre. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 142-144, 1928.
6. — La notion de plis forcés pyrénéens et la diversité qui en découle pour les failles thermo-minérales. *Ann. de l'Institut d'Hydrologie et de Climatologie (Collège de France)*, t. VI, n° 3, p. 119-131, 1929.
7. — Les grandes phases géologiques du domaine pyrénéen. *Bull. Soc. d'Hist. nat. de Toulouse*, t. LXI, p. 363-380, 1931.
8. L. BARRABÉ. — Feuille de Toulouse au 1/320.000. Tectonique des Corbières. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXVIII, n° 155, p. 23-32, 1923.

9. — Sur l'existence de trois termes comparables à ceux du Trias germanique dans le Corbières orientales. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXIII, p. 1204-1206, 1931.
10. — Sur l'âge des conglomérats et marnes rouges de la région de Tuchan (Aude). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 85-87, 1931.
11. — Révision de la Feuille de Quillan au 1/80.000. La Montagne de Tauch. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXXIV, n° 179, p. 131-136, 1931.
12. LÉON BERTRAND. — Feuille de Bagnères-de-Luchon. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XII, n° 85, p. 114-117, 1902.
13. — Sur la région de Boussens, Salies-du-Salat et Betchat. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 347-348, 1902.
14. — Carte géologique au 1/1.000.000 (partie orientale des Pyrénées) feuilles de Cérêt, Prades, Quillan, l'Hospitalet, Foix et Bagnères-de-Luchon. *Bull. Carte géol. Fr.*, t. XIII, n° 91, p. 94-102, 1903.
15. LÉON BERTRAND et LÉON CAREZ. — Feuille de Foix (bassin secondaire de Tarascon-sur-Ariège). *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XIII, n° 91, p. 110-114, 1903.
16. LÉON BERTRAND. — Observations au sujet d'une note de M. Carez sur l'allure des couches secondaires au S et à l'W de Saint-Girons. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 445, 1903.
17. LÉON BERTRAND et LÉON CAREZ. — Sur la tectonique de la région au sud-ouest de Saint-Girons. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 353-355, 1904.
18. LÉON BERTRAND. — Carte au millionième (partie orientale des Pyrénées) et feuille de Bagnères-de-Luchon au 1/80.000. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XV, n° 98, p. 80-82, 1904.
19. — Sur le rôle des charriages dans les Pyrénées de la Haute-Garonne et de l'Ariège. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXL, p. 542-545, 1905.
20. — Sur la réunion du massif primaire de l'Agly à la Zone primaire centrale dans le Sud-Est de la feuille de Quillan. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. V, p. 160-161, 1905.
21. — Feuille de Bagnères-de-Luchon et région adjacente des Pyrénées espagnoles. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XVI, n° 105, p. 79-81, 1905.
22. — Sur la structure des régions de terrains primaires de la feuille de Bagnères-de-Luchon, in Carez « La Géologie des Pyrénées françaises ». *Mém. Carte Géol. Fr.*, fasc. III, p. 1825-1840, pl. XIV-XVI, 1905.
23. — Carte géologique de la France à l'échelle du millionième (terrains primaires de la partie orientale des Pyrénées), 1 carte en 4 feuilles, 1905.
24. — Feuilles de Quillan (terrains primaires du Sud de la Feuille) et de Prades. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XVI, n° 105, p. 82-87, 1905.
25. — Sur les charriages des Pyrénées centrales et ariégeoises. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXLI, p. 1050-1053, 1905.
26. — Sur les grandes lignes de la structure des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. VI, p. 823-825, 1906.
27. — Sur les charriages du versant nord des Pyrénées, entre la vallée de l'Ariège et le Roussillon. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXLIII, p. 1265-1268, 1906.
28. — Sur l'allure des plis anciens dans les Pyrénées orientales et centrales. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXLIV, p. 289-292, 1907.
29. — Sur les nappes de charriage nord-pyrénéennes et pré-pyrénéennes à l'est de la Neste. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXLV, p. 890-892, 1907.
30. — Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XVII, n° 118, 183 p., 40 fig., 5 pl., 1907.
31. — Esquisse de la structure et de l'histoire géologique des Pyrénées orientales et centrales. *Ass. fr. Avanc. des Sciences*, 37^e session, Clermont-Ferrand, p. 464-473, 1 carte, 1908.
32. — Sur la tectonique des gorges de l'Aude en amont d'Axat (gorges de Saint-Georges). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. VIII, p. 510-519, 7 fig., 1908.
33. — Sur l'existence d'une nouvelle fenêtre de terrains pré-pyrénéens au milieu des nappes nord-pyrénéennes aux environs d'Arbas (Haute-Garonne). *C. R. Ac. Sc.*, t. CXLVII, p. 717-720, 1908.

34. — Feuilles de Quillan, Foix et Bagnères-de-Luchon. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XIX, n° 122, p. 95-102, 1909.
35. — Notice sommaire sur le Panneau des Pyrénées françaises, du Sud de l'Aquitaine et de la Montagne-Noire (Exposition internationale de Bruxelles en 1910. Carte géologique de la France; in-8°, Paris, p. 7-100), 1910.
36. — Observations relatives à diverses communications de M. Carez sur la géologie des Pyrénées. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 425-480 et 628-629, 1910.
37. — Sur deux points de la géologie pyrénéenne : le Pech Saint-Sauveur et la fenêtre d'Arbas. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 714-716, 1910 (Réponse de M. Carez).
38. — Sur la prolongation des nappes nord-pyrénéennes dans les Pyrénées occidentales. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLII, p. 476-478, 1 carte, 1911.
39. — Sur la structure des Pyrénées occidentales. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLII, p. 639-642, 1 fig., 1911.
40. — Sur les racines des nappes nord-pyrénéennes. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 139-140, 1911.
41. — Feuilles de Bagnères-de-Luchon, de Foix, de l'Hospitalet et de Prades. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXI, n° 128, p. 87-89, 1911.
42. — Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leurs relations avec les Pyrénées orientales et centrales; essai de carte structurale des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XI, p. 122-153, 6 fig., 1 pl., 1911.
43. — Sur divers points de la géologie des Pyrénées occidentales et orientales. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 177-179, 1911.
44. — Sur divers points de la géologie pyrénéenne. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 19-20, 1912.
45. — Feuilles de Foix, de l'Hospitalet et de Prades. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXI, n° 132, p. 104-110, 1912.
46. — Coupes géologiques annexées à la Feuille de Foix. 1 feuille, 1913.
47. — Tectonique de la Feuille de Foix. Notice explicative des coupes géologiques annexées à cette feuille. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXII, n° 134, 16 p., 1 pl., 1913 et *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 172-174, 1913.
48. — Note sur le Trias de Salies-du-Salat et de Betchat. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 104-106, 1919.
49. — A propos des brèches cénomaniennes de la région sous-pyrénéenne. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 112-113, 1920.
50. — Sur les relations des nappes et des plis pyrénéens. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 193-194, 1920.
51. — Sur le mode de formation des nappes nord-pyrénéennes. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXI, p. 1155-1158, 1920.
52. — Observations sur la structure des Pyrénées. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 172, 1924.
53. — Notice sur les titres et travaux scientifiques. 48 p., Paris, 1927.
54. — Programme de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en 1928 dans les Pyrénées. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 187-191, 1928.
55. — Sur le métamorphisme général de terrains secondaires dans certaines parties des Pyrénées. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXVI, p. 1225-1227, 1928.
56. — Sur le Trias des environs de Betchat et de Salies-du-Salat. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXG, p. 1341-1343, 1930.
57. — Sur la situation du Trias des environs de Betchat et de Salies-du-Salat. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XXX, p. 259-267, 1930.
58. — Supplément à la notice des titres et travaux scientifiques. Paris, 1931.
59. MARCEL BERTRAND. — Sondage de Salies. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XII, p. 33-34, 1883.
60. J. BOUSSAC. — Etudes stratigraphiques et paléontologiques sur le Nummulitique de Biarritz. *Annales Hébert*, t. V, 96 p., 24 pl., 1911.
61. R. BUXTOFF. — Géologie du front septentrional des Pyrénées au Nord de St-Girons (Ariège). *Bull. Soc. d'Hist. Nat. de Toulouse*, t. LIX, 1^{er} fasc., p. 19-137, 3 fig., 3 pl., 1930.

62. P. CAMÉNA D'ALMEIDA. — Les Pyrénées. Développement de la connaissance géographique de la chaîne. *Thèse de doctorat*, Paris, 328 p., 1910.
63. J. CARALP. — Etudes géologiques sur les hauts massifs des Pyrénées Centrales (Ariège, Haute-Garonne, Vallée d'Aran). *Thèse de doctorat*, Toulouse, 512 p., 114 fig., 1888.
64. — Géologie du bassin d'Arbas et des montagnes à l'Est de Cagire. *Bull. Soc. d'Hist. nat. de Toulouse*, t. XXIV, p. XL-XLI, 1890.
65. — Le marbre de Saint-Béat ; son âge, ses relations stratigraphiques. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXIV, p. 784-786, 1892.
66. — Sur l'existence du Permien dans les Pyrénées. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 33-35, 1893 (Observations de M. E. Haug).
67. — Sur des ammonées à formes secondaires du Permo-Carbonifère de Saint-Girons. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 111-114, 1894.
68. — Feuilles de Bagnères et de Luz. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. VII, n° 44, p. 98-101, 1895.
69. — Le Permien des Pyrénées. *Mém. Acad. Sc. de Toulouse*, 9^e sér., t. IX, 15 p., 1897.
70. — Sur le flysch à Fucoïdes de la Bellongue et du bassin d'Oust (Pyrénées). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XXVII, p. 436-443, 1899.
71. — Une excursion géologique dans la Barousse. *Bull. Soc. d'Hist. Nat. de Toulouse*, t. XXXII, p. 46-20, 1899.
72. — Le Permien de l'Ariège. Ses divers faciès. Sa faune marine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. III, p. 635-650, 1903 (Observations de M. E. Haug).
73. — Un mélaphyre permien des Pyrénées ariégeoises. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLX, p. 308-310, 1915.
74. L. CAREZ. — Sur l'existence de phénomènes de recouvrement dans les Petites-Pyrénées de l'Aude. *C. R. Ac. Sc.*, t. CVIII, p. 1181-1183, 1889.
75. — Phénomènes de recouvrement dans les Petites Pyrénées de l'Aude. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XVII, p. 654-655, 1889.
76. — Note sur l'existence de phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. I, n° 3, 7 p., 1 pl., 1889.
77. — Sur quelques points de la Géologie des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XIX, p. 702-711, 1891.
78. — Composition et structure des Corbières et de la région adjacente des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XX, p. 470-506, 1892.
79. — Feuilles de Foix et de Bagnères-de-Luchon. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. VI, n° 38, p. 91-93, 1894.
80. — [Observations sur le travail de M. Roussel : Etudes stratigraphiques des Pyrénées]. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 62-64, 1894.
81. — Feuilles de Foix, Bagnères-de-Luchon, Luz et Tarbes. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. VIII, n° 53, p. 126-131, 1896.
82. — Feuille de Foix. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. IX, n° 59, p. 101-104, 1897.
83. — [Sur le prétendu lambeau de recouvrement du pic de Freychenet, près Foix]. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 802, 1897.
84. — Feuilles de Saint-Gaudens, de Bagnères-de-Luchon et Tarbes. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. X, n° 69, p. 81-84, 1899.
85. — Feuilles de Saint-Gaudens et de Bagnères-de-Luchon. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XI, n° 73, p. 91-93, 1900.
86. — Feuilles de Foix et de Pamiers. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XI, n° 73, p. 93-96, 1900.
87. — Feuilles de Quillan et de Foix. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XII, n° 80, p. 64-68, 1901.
88. — Feuille de Quillan. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XII, n° 85, p. 126-129, 1902.
89. — [Sur les plis des rives de la Garonne entre Boussens et Saint-Martory]. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 335-336, 1902 (Observations de M. E. Haug).
90. — Sur l'allure des couches secondaires au Sud et à l'Ouest de Saint-Girons (Ariège). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. III, p. 55-63, 1 pl., 1903.
91. — La Géologie des Pyrénées françaises (6 fascicules et un supplément). *Mém. Carte Géol. Fr.*, 1903-1909.

92. — [Sur les grands charriages pyrénéens]. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 390-391, 1903 (Observations de M. E. Haug).
93. — Feuilles de Foix, Saint-Gaudens, Bagnères-de-Luchon, Tarbes et Luz. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XIII, n° 91, p. 108-110, 1903.
94. — Feuilles de Tarbes, Luz, Bagnères-de-Luchon, Saint-Gaudens. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XV, n° 98, p. 83-84, 1904.
95. — Examen comparatif de ses conclusions et de celles de M. Léon Bertrand sur la structure des Pyrénées. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 627-629, 1910 (Observations de M. Léon Bertrand).
96. — Examen comparatif de ses conclusions et de celles de M. Léon Bertrand sur la structure des Pyrénées. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 666-667, 1910.
97. — Résumé de la Géologie des Pyrénées françaises. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. X, p. 670-681, 1910.
98. — Résumé de la Géologie des Pyrénées françaises. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. II, Mém. n° 7, 1912.
99. Carte Géologique détaillée de la France au 1/80.000. — Feuilles (avec notices explicatives) n°s :
 240. Tarbes, par MM. Carez, Vasseur, Maury, Savornin et Bresson, 1907.
 241. Saint-Gaudens, par MM. Carez, Vasseur et Savornin, 1909.
 242. Pamiers, par MM. Vasseur, Savornin et Carez, 1907.
 251. Luz, par MM. Bresson et Carez, 1905.
 252. Bagnères-de-Luchon, par M. Léon Bertrand, 1910.
 253. Foix, par MM. Vasseur, Léon Bertrand, Mengaud et Longchambon, 1912.
 254. Quillan, par MM. Bresson, Carez, Léon Bertrand, Depéret et Lacroix, 1909.
 255. Perpignan, par MM. Depéret, Loutrel et Doncieux, 1907.
100. M. CASTERAS. — Considérations tectoniques sur la région frontale des Pyrénées entre l'Ariège et le Salat. *Bull. Soc. d'Hist. Nat. de Toulouse*, t. LII, p. 247-268, 1924.
101. — Sur la structure des environs d'Oust et de Massat (Ariège). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 133-135, 1928.
102. M. CASTERAS et E. RAMIÈRE DE FORTANIER. — Sur la structure du chaînon du Pech de Foix. *Bull. Soc. d'Hist. Nat. de Toulouse*, t. LVII, p. 233-237, 1928.
103. M. CASTERAS. — Sur la structure du massif de Bessède (Aude) et sur ses relations tectoniques avec le Massif du Saint-Barthélemy (Ariège). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXVI, p. 1633-1635, 1928.
104. — Sur la structure du Massif de l'Agly (Pyrénées-orientales). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XXIX, p. 513-519, 1929.
105. — La terminaison occidentale du Massif de l'Arize et la structure des couches secondaires des environs de St-Girons (Ariège). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXVIII, p. 1508-1511, 1929.
106. — Sur la structure des montagnes du Gar et du Cagire (Haute-Garonne). *C. R. Ac. Sc.*, t. CXC, p. 64-66, 1930.
107. — Révision des Feuilles de Quillan, Foix et Bagnères-de-Luchon au 1/80.000. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXXIV, n° 177, p. 140-149, 1930.
108. L. CAYEUX. — Origine épigénétique des dolomies jurassiques des Pyrénées. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXCH, p. 645-648, 1931.
109. F. CAYROL. — Note sur l'étage du Gault dans les Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. XXIX, p. 68-78, 1871.
110. — Recherches sur le terrain crétacé inférieur de la Clape et des Corbières. *Ann. des Sciences géologiques*, t. III, n° 2, 178 p., fig., 2 pl., 1872.
111. J. CHARPENTIER. — Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées. 633 p., 1 carte géol., in-8°, Paris, 1823.
112. CONSTANT PRÉVOST. — Remarques à l'occasion d'un Mémoire de M. Elie de Beaumont,

- sur la corrélation des différents systèmes de montagnes. *C. R. Ac. Sc.*, t. XXXI, p. 437-444, 1850.
113. H. COQUAND. — Etudes sur la constitution géognostique des Pyrénées. *C. R. Ac. Sc.*, t. VI, p. 334, 1838.
114. — [Note sur les résultats de ses études dans les Pyrénées]. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1^{re} sér., t. IX, p. 221-226, 1838.
115. — Histoire des terrains stratifiés de l'Italie centrale, se référant aux périodes primaires, paléozoïque, triasique, rhétienne et jurassique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. IV, p. 126-150, 1875.
116. G. COTTEAU. — Catalogue des Echinidés recueillis par M. Roussel dans le terrain crétacé des Petites-Pyrénées et des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XV, p. 639-665, 5 pl., 1887.
117. M. DALLONI. — Révision de la Feuille de Quillan au 1/80.000. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXXIV, n° 177, p. 150, 1930.
118. G. DELÉPINE. — L'âge des schistes de Mondette (Ariège). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 157-158, 1931.
119. H. DOUVILLÉ. — Les marbres de Sarrancolin et de Saint-Béat dans les Pyrénées centrales. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXIII, p. 826-830, 1926.
120. — Le marbre de Sarrancolin et les calcaires à Rudistes de la Haute-Garonne. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXV, p. 687-691, 1927.
121. — La partie inférieure du Crétacé dans le pays de Bigorre. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 196-198, 1927 (Observations de M. Léon Bertrand).
122. — Le Crétacé dans le pays de Bigorre ; ses brèches et ses conglomérats. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXV, p. 814-818, 1927.
123. — Les Pyrénées occidentales au début de l'Eocène et la formation de la chaîne. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXVIII, p. 524-526, 1929.
124. — Le Crétacé inférieur dans le Béarn et la Bigorre. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XXX, p. 213-237, 1930.
125. G. DUBAR. — Observations sur les étages inférieurs du Lias à l'E de l'Ariège. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XXI, p. 217-230, 9 fig., 1921.
126. — Observations sur la structure des massifs triasiques de la basse vallée du Salat (Ariège, Haute-Garonne). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLVIII, p. 169-172, 1923.
127. — Sur l'existence d'une lentille de Cénomaniens au milieu du Sénonien de Celles (Ariège). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 119-120, 1923.
128. — Etudes sur le Lias des Pyrénées françaises. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. IX, I, 332 p., 51 fig., 7 pl., 1925.
129. — Sur les terrains métamorphiques de Betchat (Ariège). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXV, p. 215-216, 1927.
130. — Observations à propos des couches métamorphiques des environs d'Arbas et de Balaguères (Ariège). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 141-142, 1928.
131. A. DUFFOUR. — Roches basiques du Castillonnais et de la Bellongue. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XXVIII, p. 273-279, 2 fig., 1928.
- 131 bis. — Observations sur la mise en place des roches basiques et sur le métamorphisme dans le Castillonnais et la Bellongue (Ariège). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 175-177, 1928 (Observations de M. P. Viennot).
132. — Existence de roches basaltiques dans le Permo-Trias de l'Ariège. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 136-138, 1929.
133. DUFRÉNOY. — Mémoire sur les caractères particuliers que présente le terrain de craie dans le Sud de la France et principalement sur les pentes des Pyrénées. *Ann. des Mines*, 2^e sér., t. VIII, p. 175 et 321, 1830.
134. DUFRÉNOY et ELIE DE BEAUMONT. — Mémoire pour servir à une description géologique de la France. 4 vol. in-8°, 1830-1838.
135. DUFRÉNOY. — Note sur la position géologique des principales mines de fer de la partie orientale des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1^{re} sér., t. II, p. 69-74, 1831.

136. DUFRÉNOY et ELIE DE BEAUMONT. — Explication de la Carte géologique de France. 3 vol. in-4°, 1841-1873.
137. E. FOURNIER. — Sur la Tectonique de la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XI, p. 85-99, 1911.
138. — Sur quelques points de la Tectonique de la lisière septentrionale des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XXV, p. 279-285, 1925.
139. J. FRANÇOIS. — Aperçu sur l'étude géologique de l'Ariège. *Annales agricoles, littéraires et industrielles de l'Ariège*, t. IX, p. 125-150, 1841.
140. F. GARRIGOU. — Aperçu géologique sur le bassin de l'Ariège. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. XXII, p. 476-513, 1 pl., 1865.
141. — Etude de l'étage turonien du Crétacé supérieur le long du versant nord de la chaîne des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. XXIII, p. 419-434, 1 pl., 1866.
142. — Etude du terrain stratifié dit Laurentien ou Antésilurien dans l'Ariège et dans les autres parties des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. XXV, p. 97-119, fig., 1 pl., 1867.
143. H. GAUSSEN. — Végétation de la moitié orientale des Pyrénées. Sol. Climat. Végétation. *Bull. Soc. d'Hist. nat. de Toulouse*, t. LV, p. 5-564, 18 fig., 32 pl., 2 cartes, 1926.
144. L. GORON. — L'évolution du réseau hydrographique et du relief dans les Petites Pyrénées. *Revue de géographie alpine*, 8 fig., 4 pl., p. 473-532, t. XV, 1927.
145. M. GOURDON. — Note sur le gisement de Pré-de-Roger, près Saint-Béat. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XII, p. 545, 1884.
146. A. DE GROSSOUVRE. — Etudes sur la Craie supérieure. La craie des Corbières. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. III, n° 25, p. 1-46, 1891.
147. — [Crétacé sous-pyrénéen]. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XX, p. 467-470, 1892.
148. — Sur la géologie des environs de Bugarach et la craie des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XXI, p. 278-295 et *C. R. somm.*, p. LXXXIV-LXXXVI, 1893.
149. — Crétacé des environs de Foix. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. VII, n° 44, p. 101-104, 1895.
150. — [Sur le Picou de Freychenet]. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XXVI, p. 43, 1898.
151. — Contribution à la Géologie des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. I, p. 430-431, 1901.
152. E. HAUG. — Céphalopodes permien. *Compte Rendu du VI^e Congrès géologique international, Zurich*, 1894, p. 91, 1897.
153. HÉBERT. — [Sur les ophites des Pyrénées]. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. XX, p. 47-48, 1862.
154. — Le terrain crétacé des Pyrénées (1^{re} partie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. XXIV, p. 323-380, 1867.
155. — Le terrain crétacé des Pyrénées (2^e partie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. IX, p. 62-73, 1880.
156. — Le renversement de Cadarcet et le Gault de Garrodoumeng. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. X, p. 660-663, 1882.
157. CH. JACOB, P. FALLOT, G. ASTRE et R. CIVY. — Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales. *Comptes rendus du XIV^e Congrès géologique international, Madrid*, 1926, 2^e fasc., p. 335-411, 7 fig., 2 cartes, 2 pl., 1927.
158. CH. JACOB et G. ASTRE. — Le front du Massif de la Barousse à la traversée de la vallée de la Garonne. *Bull. Soc. d'Hist. nat. de Toulouse*, t. LVI, II, p. 281-288, 1927.
159. CH. JACOB. — Considérations tectoniques sur les Pyrénées. *Bull. Soc. d'Hist. nat. de Toulouse*, t. LVI, II, p. 289-298, 1927.
160. — Notice sur les Travaux scientifiques. 45 p., Toulouse.
161. CH. JACOB et M. CASTERAS. — Sur la structure de la région de Tarascon-d'Ariège. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 74-77, 1928 (Observations de M. Léon Bertrand).
162. CH. JACOB. — La structure du versant septentrional des Pyrénées centrales. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 137-138, 1928 (Observations de M. P. Viennot).

163. — Sur le métamorphisme des calcaires et sur la structure du versant nord-pyrénéen. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXVI, p. 1362-1364, 1928.
164. CH. JACOB et M. CASTERAS. — Observations sur la partie orientale du versant nord des Pyrénées. *Bull. Soc. d'Hist. nat. de Toulouse*, t. LVII, p. 299-322, 1928.
165. CH. JACOB, L. MENGAUD, G. ASTRE, M. CASTERAS. — Excursion du Centenaire de la Société géologique de France dans les Pyrénées centrales et orientales. 38 pages, Paris, juillet 1930.
166. CH. JACOB. — Zone axiale, versant sud et versant nord des Pyrénées. Centenaire de la Société Géologique de France. Livre jubilaire (1830-1930). t. II, p. 389-410, 1 carte, 1930.
167. — Supplément à la Notice sur les Titres et Travaux scientifiques. 16 p., Toulouse, 1930.
168. CH. JACOB, L. MENGAUD, G. ASTRE, M. CASTERAS. — Excursion dans les Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XXX, p. 1323-1330, 1930.
169. E. JACQUOT. — Sur la constitution géologique des Pyrénées; le système triasique. *C. R. Ac. Sc.*, t. CII, p. 1506-1509, 1886.
170. — Sur le gisement et la composition du système triasique dans la région pyrénéenne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XVI, p. 850-877, 1888.
171. A. LACROIX. — Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. II, n° 11, p. 1-24, 1890.
172. — Sur les granites prétendus post-secondaires de l'Ariège (feuille de Foix). *C. R. Ac. Sc.*, t. CXII, p. 1468-1470, 1891.
173. — Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. VI, n° 42, 140 pages, 1894.
174. — Etude minéralogique de la lherzolite des Pyrénées et de ses phénomènes de contact. *Nouvelles Archives du Muséum*, 3^e sér., t. VI, p. 209-308, fig. 6 pl., 1894.
175. — Sur les phénomènes de contact de la lherzolite des Pyrénées. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXX, p. 339-342, 1895.
176. — Considérations sur le métamorphisme de contact auxquelles conduit l'étude des phénomènes de contact de la lherzolite des Pyrénées. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXX, p. 388-394, 1895.
177. — Les tufs volcaniques de Ségalas (Ariège). Conclusions à tirer de leur étude au sujet de l'origine des ophites. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXII, p. 146-149, 1896.
178. — Feuilles de Foix, Quillan et Prades. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. VIII, n° 53, p. 131-138, 1896.
179. — Le Granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (1^{er} mémoire). Les contacts de la Haute-Ariège. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. X, n° 64, 66 p., fig. 3 pl., 1898.
180. — Sur l'origine des brèches calcaires secondaires de l'Ariège; conséquence à en tirer au point de vue de l'âge de la lherzolite. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXXI, p. 396-398, 1900.
181. — Le Granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (2^e mémoire). Les contacts de la Haute-Ariège, de l'Aude, des Pyrénées-Orientales et des Hautes-Pyrénées. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XI, n° 71, 68 p., 3 pl., 1900.
182. — Les roches basiques accompagnant les lherzolites et les ophites des Pyrénées. *Compte-Rendu du VIII^e Congrès géologique international*, Paris, 1900, p. 806-838, 1901.
183. — La composition et les modes d'altération des ophites des Pyrénées. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXV, p. 293-298, 1917.
184. C. DE LACVIVIER. — Note sur un Micraster nouveau (M. Heberti). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. V, p. 537-540, 1877.
185. — Note sur le terrain turonien du département de l'Ariège. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. VI, p. 394-401, 1878.
186. — Note sur le gault du département de l'Ariège. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. VII, p. 592-602, 1879.
187. — Note sur le Crétacé supérieur du département de l'Ariège. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. VII, p. 718-722, 1879.

188. — Etudes géologiques sur le département de l'Ariège et en particulier sur le terrain crétacé. *Ann. des Sciences géologiques*, t. XV, 305 p., 5 pl., 1 carte géologique, 1884.
189. — Etude comparative des terrains crétacés de l'Ariège et de l'Aude. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XIV, p. 628-642, 1886.
190. — Note sur le terrain crétacé de l'Ariège. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e série, t. XV, p. 590-593, 1887.
191. — Contribution à l'étude des terrains crétacés de l'Ariège et de l'Aude. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XVI, p. 246-255, 1888.
192. P. LAMARE. — Les conditions de gisement des roches filoniennes intrusives du Crétacé des Pyrénées occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XXII, p. 124-137, 1922.
193. — Sur quelques particularités de la structure du Pays basque espagnol. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XXIII, p. 185-192, 1923.
194. — Observations nouvelles sur la « nappe des marbres » des Pyrénées navarraises. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 689-691, 1925.
195. — Sur quelques points de la Tectonique de la lisière septentrionale des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XXV, p. 287-297, 1925.
196. — Sur la structure des Pyrénées navarraises. *Comptes Rendus du XIV^e Congrès géologique international*, Madrid, 1926 p. 693-698, 1927.
197. — Sur la stratigraphie du Crétacé des Pyrénées navarraises. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 28-29, 1928.
198. — Le problème du Trias dans les Pyrénées basques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XXVIII, p. 99-111 et *C. R. somm.*, p. 60-62, 1928.
199. — Sur un type d'accident tectonique affectant les plis de fond pyrénéens dans le Pays basque espagnol. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXVII, p. 352-354, 1928.
200. — Sur la structure des montagnes du Guipuzcoa situées à l'Est de la vallée de l'Oria. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XXVIII, p. 309-316, 1928.
201. — Observations relatives à la note de M. P. Viennot intitulée « Les conditions de gisement des roches éruptives secondaires et le problème du métamorphisme général pyrénéen ». *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 57-59, 1931.
202. — Les éléments structuraux des Pyrénées basques d'Espagne. Essai de synthèse tectonique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5^e sér., t. I, p. 95-130, 5 fig., 2 pl., 1931.
203. J. DE LAPPARENT. — La position stratigraphique des bauxites du Pays de Fenouillet. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXV, p. 658-659, 1927.
204. — Connaissance minéralogique des bauxites du Pays de Fenouillet. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXVI, p. 1560-1561, 1928.
205. — Les bauxites de la France méridionale. *Mém. Carte Géol. Fr.*, 148 p., 9 pl., fig., 1930.
206. DAVID LEVAT. — Mémoire sur les phosphates noirs des Pyrénées. *Annales des Mines*, IX^e série, t. XV, p. 5-100, 2 pl., 1899.
207. A. LEYMERIE. — Esquisse géognostique des Pyrénées de la Haute-Garonne. *Revue de l'Académie de Toulouse*, 87 p., 1858.
208. — Mémoire pour servir à la connaissance de la division inférieure du terrain crétacé pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. XXVI, p. 277-336, 1868.
209. — Terrain crétacé des Pyrénées. *Bull. Soc. Ramond*, t. III, p. 158-164, 1868.
210. — Mémoire pour servir à la connaissance de l'étage inférieur du terrain crétacé des Pyrénées. *C. R. Ac. Sc.*, t. LXVII, p. 82-85, 1868.
211. — Note sur le typhon ophitique d'Arguenos (Haute-Garonne). *Mém. de l'Acad. des sciences, inscriptions et belles-lettres de Toulouse*, 7^e sér., t. III, p. 325-334, 1871.
212. — Mémoire sur le terrain crétacé du Midi de la France. *Rev. sciences nat. de Montpellier*, t. VI, p. 31-57, 1877.
213. — Aperçu géologique des Pyrénées de l'Aude. *Rev. sciences nat. de Montpellier*, 2^e sér., t. I-II, 1880.
214. — Description géologique et paléontologique des Pyrénées de la Haute-Garonne. 1010 p., fig., 1 atlas de 30 pl. et 1 carte géol. au 1/200.000, Toulouse, 1881.

215. M. LONGCHAMON. — Sur le métamorphisme des terrains secondaires dans la partie orientale des Pyrénées, 46 p., Toulouse, 1912.
216. — Contribution à l'étude du métamorphisme des terrains secondaires dans les Pyrénées orientales et ariégeoises. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXI, n° 131, 68 p., 7 fig., 1912.
217. — Sur les brèches du Complexe marmoréen ariégeois ; conséquences qu'on en peut tirer au sujet de l'âge et de la localisation de la lherzolite. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLVII, p. 612-615, 1913.
218. — Feuille de Foix. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXII, n° 133, p. 153-159, 1913.
219. — Sur la distinction de deux séries secondaires superposées aux environs de Vicdessos (Ariège). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLVIII, p. 1939-1944, 1914.
220. — Sur la structure primitive des dolomies pyrénéennes. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLVIII, p. 953-955, 1914.
221. — Sur la sédimentation carbonatée et la genèse des dolomies dans la chaîne pyrénéenne. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLVIII, p. 131-134, 1914.
222. — Sur le rôle de la magnésie dans les cycles sédimentaires. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLVIII, p. 267-269, 1914.
223. M. LUGEON. — Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin. *Ecl. géol. helv.*, vol. XIV, p. 217-221, 1916.
224. H. MAGNAN. — Sur une coupe des Petites Pyrénées de l'Ariège. *C. R. Ac. Sc.*, t. LXVI, p. 428-432, 1868.
225. — Sur la craie du versant nord de la chaîne pyrénéenne. *C. R. Ac. Sc.*, t. LXVI, p. 1269-1273, 1868.
226. — Note sur une deuxième coupe des petites Pyrénées de l'Ariège. — Sur l'ophite (diorite), roche essentiellement passive et Aperçu sur les érosions et les failles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. XXV, p. 709-724, 1868.
227. — Mémoire sur la partie inférieure du terrain de craie des Pyrénées françaises et des Corbières. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. IX, n° 3, 82 p., fig., 2 pl., 1871-73.
228. — Observations à propos d'une note de M. Leymerie intitulée : Sur un trait de la constitution des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. XXIX, p. 308-315, 1872.
229. — Matériaux pour une étude stratigraphique des Pyrénées et des Corbières. Les roches ophitiques et les terrains qui les renferment. Remarques sur la formation des montagnes pyrénéennes et corbiériennes, et notamment sur l'importance des failles et des érosions (mémoire posthume). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. X, n° 4, 112 p., 4 pl., 1874.
230. E. DE MARGERIE. — Note sur la structure des Corbières. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. II, n° 17, 36 p., fig., 1 pl., 1890.
231. E. DE MARGERIE et Fr. SCHRADER. — Aperçu de la structure géologique des Pyrénées. *Annuaire du Club alpin français*, t. XVIII, p. 557-619, fig., 2 pl., 1 carte géologique, 1892.
232. O. MENGEL. — Les tremblements de terre des Pyrénées-Orientales en 1922. *Ann. Inst. Phys. du Globe de Strasbourg*, Séismologie, p. 59-64, 1922.
233. — Nouveaux aperçus sur la structure géologique des régions de Galamus (Pyrénées-Orientales) et de Fourtou (Aude). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XXV, p. 67-84, 1925.
234. — Etudes de la Séismotectonique des Pyrénées et des Alpes occidentales. *Thèse de Doctorat*, Strasbourg, 78 p., 5 fig., 1929.
235. Mussy. — Roches ophitiques du département de l'Ariège. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. XXVI, p. 28-91, 1868.
236. — Ressources minérales de l'Ariège. *Annales des Mines*, 6^e sér., t. XVI, p. 547-595 et t. XVII, p. 237-287, p. 459-518, 1869-1870.
237. — Carte géologique et minéralogique de l'Ariège. Texte explicatif, in-8°, 275 p., 8 pl., Foix, 1870.

238. PALASSOU. — Essai sur la minéralogie des monts Pyrénées. 330 p., 12 pl., Paris, 1784.
239. — Mémoire pour servir à l'histoire naturelle des Pyrénées et des pays adjacents, in-8°, 485 p., Pau, 1815.
240. — Suite des Mémoires pour servir à l'histoire naturelle des Pyrénées et des pays adjacents, 428 p., Pau, 1819.
241. PASUMOT. — Voyages physiques dans les Pyrénées en 1788 et 1789. Histoire naturelle d'une partie de ces montagnes, particulièrement des environs de Barèges, Bagnères, Cauterets et Gavarnie, in-8°, 420 p., cartes, 1797.
242. POUËCH (abbé). — Sur les terrains tertiaires de l'Ariège dans les environs du Mas-d'Azil. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. XVI, p. 381-411, 1859.
243. — Explication de deux coupes géologiques prises dans les environs de Foix. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. X, p. 462-467, 1882.
244. — Sur le Massif calcaire de Tarascon-Ussat. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. X, p. 588-600, 2 pl., 1882.
245. — Coupes géologiques dans le N.W. du département de l'Ariège. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. X, p. 632-637, 1882.
246. — Note sur la constitution géologique du Pech de Foix. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XII, p. 765-772, 1884.
247. E. RAMIÈRE DE FORTANIER. — Révision des Hippurites de Montferrier (Ariège). *Bull. Soc. Hist. Nat. de Toulouse*, t. LVII, p. 212-216, 1928.
248. — Les calcaires cristallins de la montagne de la Frau (Ariège), *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 135-137, 1928.
249. — Existence d'un lambeau permo-triasique dans la vallée de Bethmale. *Bull. Soc. d'Hist. Nat. de Toulouse*, t. LVII, p. 367-368, 1928.
250. RAMOND. — Observations faites dans les Pyrénées pour servir de suite à ses observations sur les Alpes, in-8°, 452 p., 1 carte, 1 pl., Paris, 1789.
251. — Voyage au Mont-Perdu et dans la partie adjacente des Hautes-Pyrénées, in-8°, 392 p., 7 pl., Paris, 1801.
252. RÉUNION EXTRAORDINAIRE de la Société géologique de France à Saint-Gaudens (Haute-Garonne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. XIX, p. 1089-1163, 1862.
253. RÉUNION EXTRAORDINAIRE de la Société géologique de France à Foix (Ariège). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. X, p. 509-666, 1882.
254. RÉUNION EXTRAORDINAIRE de la Société géologique de France dans les Corbières et les parties adjacentes des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XX, p. 457-535, 1892.
255. RÉUNION EXTRAORDINAIRE de la Société géologique de France dans les Pyrénées. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 209-224, 1928.
256. RÉUNION EXTRAORDINAIRE de la Société géologique de France dans les Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XXIX, p. 485-573, 1929.
257. M. ROUBAULT. — Observation à une note de M. P. Lamare. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 62, 1928.
258. — Note préliminaire sur la géologie des environs d'Arbas (Haute-Garonne), *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 98-100, 1918.
259. — Sur la tectonique des environs d'Arbas (Haute-Garonne). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXVI, p. 1364-1367, 1928.
260. — Au sujet du Lias d'Herran (Haute-Garonne) et de Balaguères (Ariège). Observations aux remarques de M. G. Dubar. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 185-186, 1928.
261. — Au sujet de l'âge des ophites et du métamorphisme des terrains secondaires dans les Pyrénées de la Haute-Garonne et de l'Ariège. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 184-185, 1928.
262. — Contribution à l'étude géologique du bord des Pyrénées au nord de la Bellongue (Pyrénées de la Haute-Garonne et de l'Ariège). *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXXII, n° 172, 38 p., 4 pl., 1 carte, 1929.

263. J. ROUSSEL. — Sur la découverte d'un gisement cénomanien au Pech de Foix. *C. R. Ac. Sc.*, t. CII, p. 879-880, 1886.
264. — Etude sur le Crétacé des Petites Pyrénées et des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XV, p. 601-639, 1887.
265. — Sur l'âge des calcaires cristallins des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XVI, p. 820-829, 1888.
266. — Nouvelles observations sur les terrains primaires et secondaires des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XVI, p. 829-847, 1888.
267. — Observations sur les terrains secondaires et les terrains primaires des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XIX, p. 184-201, 1890.
268. — Note sur le Cénomanien de Vernajoul et sur l'Aptien de Laborie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XIX, p. 202-204, 1890.
269. — Sur l'âge d'un granite porphyroïde des Pyrénées orientales. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXII, p. 1471-1473, 1891.
270. — Sur la composition des terrains crétacés des Pyrénées centrales et des Corbières. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XX, p. 272-290, 1892.
271. — Etude stratigraphique des Pyrénées. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. V, n° 35, 306 p., 5 pl., fig., 1 carte au 1/320.000, 1893.
272. — [Réponse aux observations de M. Carez]. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 72-75, 1894.
273. — Feuilles de l'Hospitalet, Foix, Quillan, Perpignan. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. X, n° 63, p. 104-107, 1898.
274. — Feuilles de Foix et de Quillan. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. X, n° 69, p. 84-85, 1899.
275. — Contribution à l'étude géologique des Pyrénées. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XI, n° 74, 25 p., 10 fig., 1900.
276. — I. Le Primaire de Betchat et de Cabanères. La granulite et l'ophite de Betchat et de Salies-du-Salat. II. Le pli du Raz-Mouchet. III. Transgressivité et dénudation ; les Klippes des Pyrénées ; l'âge des couches à Caprines et Orbitolines de la bande crétacée de Gabachou-Padern. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XII, n° 84, 45 p., 2 pl., 1902.
277. — Sur l'origine des plis et des recouvrements dans les Pyrénées. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXXVII, p. 148-149, 1903.
278. — Note sur les granulites tertiaires de Reynès et de Latour. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. III, p. 383-387, 1903.
279. — Origine des calcaires cristallins bréchoïdes et des dolomies d'âge jurassique et crétacé des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. IV, p. 369-371, 1904.
280. — Tableau stratigraphique des Pyrénées. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XV, n° 97, 119 p., 66 fig., 3 pl., 1904.
281. — Feuilles de Foix, l'Hospitalet et Prades. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XVII, n° 115, p. 129-130, 1907.
282. FR. SCHRADER et E. DE MARGERIE. — Aperçu de la forme et du relief des Pyrénées. *Annuaire du Club alpin français*, t. XIX, p. 432-453, 1 carte, 1892.
283. P. SEIGNETTE. — Essai d'études sur le massif pyrénéen de la Haute-Ariège, in-8°, 227 p., 8 pl., 1 carte, Castres, 1880.
284. P. W. STUART-MENTEATH. — Sur la constitution géologique des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XVI, p. 22-54, 1887.
285. — Sur les schistes lustrés de la Bellongue. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XXVII, p. 589, 1899.
286. — Progrès de la géologie des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XXVIII, p. 837-838, 1900.
287. P. TERMIER et L. BERTRAND. — Sur la tectonique du Pays basque français. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLIII, p. 919-924, 1914.
288. VÈNE. — Rapport sur le terrain présumé salifère de Fourtou et de Sougraigne (Aude). *Annales des Mines*, 3^e sér., t. VI, p. 165-177, 1834.
289. P. VIENNOT. — Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *Thèse*

- de *Doctorat et Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXX, n° 163, 267 p., 11 pl., 1 carte au 1/200.000, 1927.
290. — Sur la tectonique des environs de Sarrancolin (Hautes-Pyrénées). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXV, p. 509-511, 1927.
291. — Sur la géologie des environs d'Hasparren (Basses-Pyrénées). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXV, p. 564-566, 1927.
292. — Sur la stratigraphie du Crétacé dans le Pays de Bigorre. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 158-160, 1927.
293. — Deuxième note sur la stratigraphie du Crétacé dans le Pays de Bigorre. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 198-200, 1927.
294. — Sur la terminaison occidentale du massif de la Barousse, réponse à M. G. Astre. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 78-80, 1928.
295. — Suggestions nouvelles au sujet de la Tectonique de la Bigorre. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 96-98, 1928.
296. — Sur les extrusions, accidents spéciaux très aberrants, qui jalonnent le bord des Pyrénées françaises. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXVI, p. 1137-1139, 1928.
297. — Nouvelles observations sur la stratigraphie du Crétacé dans la Bigorre et sur l'âge du marbre de Sarrancolin. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 123-126, 1928.
298. — Réponse à deux notes récentes de M. G. Astre sur la tectonique de la Barousse et de la Bigorre. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 161-163, 1928.
299. — Sur l'existence du type structural dit « extrusion » dans les Pyrénées de l'Aude. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XXIX, p. 511-512, 1929.
300. — Les conditions de gisement des roches éruptives secondaires et le problème du métamorphisme général pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XXIX, p. 565-568, 1929.
301. — Les conditions de gisement de l'ophte et le problème du métamorphisme général de la chaîne pyrénéenne. *Ass. fr. Avanc. des Sciences*, 52^e session, La Rochelle, p. 354-358, 1928.
302. — Révision des feuilles de Bagnères-de-Luchon, Luz et Bayonne au 1/80.000. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXXI, n° 170, p. 95-105, 1 pl., 1928.
303. — Première contribution à la connaissance des extrusions pyrénéennes. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXXI, n° 171, 51 p., 17 fig., 4 pl., 1928.
304. — Les éruptions basaltiques permienes dans les Pyrénées. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 29-32, 1929. [Observations de MM. Jacob et Barrabé].
305. VICIER. — Etude stratigraphique sur les formations secondaires et primaires des Pyrénées de l'Aude. *Rev. sciences nat. de Montpellier*, 3^e sér., t. II, 23 p., 1 pl., 1882.
306. — Note sur l'Albien supérieur des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XV, p. 451-459, 1887.
307. — Etudes géologiques sur le département de l'Aude (bassin de l'Aude et des Corbières). *Thèse de Doctorat*, in-8°, 308 p., 11 pl., Montpellier, 1887.
308. ZIRKEL. — Contribution à la connaissance géologique des Pyrénées (Traduit de l'allemand par L. Braemer et A. Suis). *Bull. Soc. d'Hist. nat. de Toulouse*, t. XXI, p. 69-85, 1887.

LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE NORD-PYRÉNÉENNE

Les préoccupations structurales de ce travail ne sauraient nous dispenser de préciser tout d'abord la succession et la nature des terrains qui interviennent dans la constitution de l'édifice tectonique et de résumer l'histoire stratigraphique de la chaîne. Je donnerai donc un tableau, rapidement brossé, de la série stratigraphique nord-pyrénéenne ; il est emprunté presque intégralement aux nombreux travaux de mes prédécesseurs, Viguié, Roussel, de Lacvivier, Carez, M. Léon Bertrand, M. Dubar, etc..., et se trouve complété seulement par quelques données d'observations personnelles.

Deux matériels de nature distincte, constituant d'une part le tréfonds ancien et d'autre part le revêtement posthercynien, jouent dans la structure des Pyrénées un rôle bien différent.

Nous examinerons successivement la constitution de chacun de ces deux ensembles.

I. — LE MATÉRIEL HERCYNIEN

Enumérons tout d'abord les principaux affleurements du socle hercynien repris dans la chaîne de fond mésozoïque et tertiaire.

La grosse saillie de matériel profond correspond à la *Zone primaire axiale*, qui s'étend, rigide, en direction de l'WNW, sur environ 300 kilomètres, avec une largeur moyenne d'une quarantaine de kilomètres, depuis la Méditerranée jusqu'à son ennoyage occidental sous le Crétacé supérieur du Pic d'Anie, au delà duquel le socle affleure à nouveau dans les Massifs d'Igouze, de Mendibelza, du Labourd et des Cinco Villas.

De part et d'autre de la Zone axiale, sur le versant nord comme sur le versant sud, le tréfonds est ramené en surface dans toute une série de massifs indépendants. Nous ne signalerons que ceux du versant français, ceux dont la situation tectonique est en cause dans le présent travail et que nous pourrions appeler les massifs primaires nord-pyrénéens.

Les principaux massifs nord-pyrénéens se disposent sur deux grandes rides de fond parallèles au front de la Zone axiale.

Sur une première ride, qui court de la Méditerranée jusqu'à la vallée du Salat, se situent :

le *Massif de l'Agly* ;
le *Massif de Salvezines* ;
le *Massif de Bessède* ;
le *Massif du Saint-Barthélemy* ;
le *Massif de l'Arize*.

Plus méridional, le deuxième alignement de massifs relaie le précédent vers l'Ouest dès la vallée de l'Ariège ; il correspond à une saillie de fond qui double d'abord le Massif de l'Arize, puis, celui-ci ennoyé, se poursuit seule vers l'Ouest. Dans les limites de notre champ d'études, c'est-à-dire jusqu'à la vallée de la Neste, l'accident est indiqué par :

le *Massif des Trois-Seigneurs*¹ ;
le *Massif de Milhas* ;
le *Massif de la Barousse*.

Jalonnant la continuité profonde du socle, un certain nombre d'affleurements primaires et cristallins, qu'il n'est nullement nécessaire d'énumérer maintenant, mais qui seront analysés en détail dans le cours du travail, se disposent entre les gros massifs précédents ; ils peuvent les relier ou être complètement isolés au milieu des terrains secondaires.

Le tableau serait incomplet, si je ne signalais le vaste affleurement primaire du *Massif du Mouthoumet*. Celui-ci ne fait, géographiquement parlant, pas partie des Pyrénées ; mais il leur est lié tectoniquement. Le Mouthoumet fait partie intégrante de l'édifice pyrénéen, au même titre que les affleurements primaires de Salies-du-Salat, de Betchat et de Camarade, qui, dans son prolongement occidental, surgissent au pied des Petites Pyrénées.

La série primaire.

Aussi bien dans la Zone axiale que dans les massifs nord-pyrénéens indépendants, la granitisation et le métamorphisme, qui ont d'ailleurs atteint localement des termes plus élevés de la série primaire, ne permettent de distinguer, à la base de celle-ci, que des faciès pétrographiques. Toutes les formations antérieures au Silurien sont ainsi représentées par des terrains cristallins et cristallophylliens, auxquels, en l'absence de discordances stratigraphiques, on ne peut fixer d'âge précis. Dans une succession de termes dont le métamorphisme décroît de bas en haut, on trouve, avec toutes les transitions, des *gneiss*, des *micaschistes*, des *schistes sériciteux*, des *schistes satinés*. Ces derniers, de moins en moins métamorphiques, passent insensiblement aux schistes ardoisiers ordoviciens.

¹ Le Massif des Trois-Seigneurs (*sensu stricto*) et le Massif de Castillon, qui correspondent à deux unités morphologiques, forment en réalité un seul bloc tectonique. Il nous sera commode de les réunir et je désignerai sous le terme compréhensif de Massif des Trois-Seigneurs tout le vaste affleurement de terrains primaires et cristallins compris entre les vallées de l'Ariège et du Lez.

L'**Ordovicien** est le premier niveau pyrénéen caractérisé paléontologiquement. Il est représenté par des schistes ardoisiers, gris ou noirs, luisants et fissiles, avec des quartzites et des grauweekes subordonnés, et a fourni des Brachiopodes et des Trilobites caractéristiques de l'Ordovicien moyen et supérieur.

Le **Gothlandien** est représenté par des schistes à Graptolites, noirs, graphiteux, dits « schistes carburés ». Dans cette formation se rencontrent déjà des intercalations lenticulaires de calcaires zoogènes, calcaires noirs à Orthocères et à *Cardiola interrupta*.

Le **Dévonien** se montre, dans l'ensemble, caractérisé par la prédominance des faciès calcaires. A sa base, le Dévonien inférieur (Gédinnien mal caractérisé et Coblentzien) montre des caractères transitionnels avec le Silurien : persistance des faciès schisteux, des grès et des grauweekes ; mais déjà les schistes alternent avec des lits calcaires et passent fréquemment à des calcschistes. Le Dévonien moyen (Eifélien et Givétien) est franchement calcaire. Les calcaires zoogènes de teinte claire, à Crinoïdes, Polypiers et Brachiopodes, y sont souvent épigénisés en dolomies roussâtres ou grises. Enfin, le Dévonien supérieur (Frasnien et Famennien) montre des calcaires massifs, blancs ou clairs, qui prennent des teintes plus vives, rouges ou vertes, vers leur sommet, où ils présentent des accidents à structure amygdalaire de puissance irrégulière, les marbres griottes.

Le **Carbonifère** marin, correspondant au Dinantien, est représenté par un complexe de schistes micacés, avec intercalations de calcaires gris bleu, de grès, de poudingues et de quartzites. Le Carbonifère est concordant sur le Dévonien et son premier horizon est celui, bien connu, des *lydiennes à nodules phosphatés noirs*, épais d'une dizaine de mètres, qui repose directement sur les griottes dévoniennes. Remarquons que, dès la base du Dinantien, paraissent se produire des phénomènes précurseurs des plissements hercyniens. Ceux-ci se traduisent d'abord par la lacune du Tournaisien, qui paraît bien générale, les premières couches déposées sur les griottes étant viséennes. D'autre part, la fréquence des poudingues, l'abondance du mica détritique, enfin la formation de nodules phosphatés sont, parmi les caractères de la sédimentation de la mer dinantienne, autant d'indices de l'instabilité du fond marin.

Les plissements hercyniens.

Si l'on savait que les premières manifestations des plissements hercyniens pouvaient remonter jusqu'à la base du Dinantien, on était, par contre, très incertain, jusqu'à ces toutes dernières années, pour fixer avec précision l'âge du paroxysme principal. Voici les données que nous possédons à ce sujet.

Sur le versant sud des Pyrénées, près de Sort dans la Noguera Pallaresa, à las Planas dans le substratum de la Sierra del Cadi, ainsi qu'à San Juan de las Asbadessas, il avait été trouvé sous les couches permo-triasiques, concordants avec celles-ci et en discordance sur les schistes carbonifères, des schistes noirs

et des conglomérats comportant des intercalations de tufs orthophyriques et ayant fourni une faune stéphanienne [457]. Cette découverte attribuait un âge postdinanien et antéstéphanien aux plissements hercyniens dans les Pyrénées ; le paroxysme aurait été dans cette chaîne sensiblement de même âge que dans le Mouthoumet, la Montagne Noire et le Massif Central, où les bassins houillers stéphanien se montrent discordants sur les formations marines antérieures. Or, les données relatives au versant nord-pyrénéen n'étaient pas en accord avec les précédentes. Sur le bord septentrional des Pyrénées, entre Saint-Girons et Foix, la sédimentation marine se serait poursuivie, d'après Caralp [72], jusqu'au Permien inférieur et les plissements hercyniens se seraient produits entre le Permien inférieur et le Permien moyen. Cette affirmation reposait sur l'attribution à l'Artinskien d'une faune recueillie par Caralp dans les derniers schistes antéhercyniens plissés, sous les grès rouges discordants, en divers points de la bordure septentrionale du Massif de l'Arize, en particulier dans le gisement de Mondette situé sur les bords du Salat. La faune avait été étudiée par Haug et Caralp [452, 66, 67, 69]. Cependant Carez '94, t. IV, p. 1989] avait émis des doutes sur la détermination de la faune de Mondette et sur les conséquences qu'elle entraînait. Une révision s'imposait. Je fouillai à nouveau le gisement de Mondette; M. Delépine fit de nouvelles recherches et entreprit l'étude de tous les échantillons recueillis. Il en a donné les résultats dans une note préliminaire [418]. La faune de Mondette, dont les représentants les plus nombreux sont des Goniatites (*Daraelites*, *Prolecanites*, *Pronorites*, *Goniatites*, etc.), des Lamellibranches et des Gastropodes, n'est pas permienne, mais certainement carbonifère. Plus exactement, elle occupe un niveau situé à la limite du Viséen supérieur et du Namurien.

La discordance hercynienne paraît donc bien, dans le versant nord comme dans le versant sud des Pyrénées, se placer dans le Carbonifère moyen, être antéstéphanienne.

S'adressant à la puissante série de couches concordantes déposées avant le Stéphanien, les plissements hercyniens ont réalisé la structure du vieux bâti continental qui, arasé, sera ensuite livré aux tectoniques posthercyniennes. Dans les tectoniques mésozoïques et tertiaires, le vieux bâti hercynien se comporte comme du matériel mort, figé, selon le terme d'Argand. Il n'est, dès lors, pas nécessaire de connaître la tectonique hercynienne d'un bloc du socle hercynien, pour étudier son comportement dans les tectoniques ultérieures. Aussi, dans le présent travail, ayant un but bien défini, n'ai-je pas abordé les nombreux problèmes que pose l'histoire hercynienne du socle.

Parmi ceux-ci, les plus intéressants, peut-être, sont relatifs à la mise en place des granites qui ont injecté l'édifice, lui donnant de la rigidité, l'indurant. Il suffit de jeter un coup d'œil sur la carte au 1/200.000 (pl. IX), pour juger de l'importance des montées de roches granitoïdes qui ont digéré les terrains primaires et se présentent, au milieu de ceux-ci, avec une auréole de métamorphisme semblant bien aller jusqu'au stade de la gneissification et montrant toute la

gamme des transformations d'endomorphisme et d'exomorphisme qu'ont mises en lumière les travaux de M. Lacroix [179, 181] pour les grands massifs granitiques de l'Ariège et de l'Aude.

Tant dans la Zone axiale que dans les massifs indépendants, la granitisation et le métamorphisme ont pu atteindre localement le Silurien, le Dévonien et le Carbonifère. La mise en place des granites, de la plupart sans doute, serait donc postdinantienne ¹, postérieure à la tectonique hercynienne. Les contours de la Feuille de Luz sont, à ce sujet, particulièrement caractéristiques.

II. — LE MATÉRIEL POSTHERCYNIEU DE REVÈTEMENT

Signalons, tout de suite, qu'une discordance très nette, qui se place avant le Cénomanién, permet de découper la couverture secondaire posthercynienne en deux parties :

la série secondaire antécénomaniénne ;

la série discordante de Crétacé supérieur et de Nummulitique.

La série secondaire antécénomaniénne.

La série posthercynienne débute par des formations grossières continentales, produites par le démantèlement de la chaîne. Leur discordance sur la tranche érodée des terrains plus anciens est partout très nette. Le *Stéphanien*, dont les affleurements sont très sporadiques, montre un système grés-schisteux, dans lequel on a trouvé des débris de végétaux. Au-dessus, vient une puissante formation détritique de grès rouges micacés, de poudingues rouges à galets quartzeux blancs ou rosés, de schistes rouges et violacés. Ce complexe a certainement une partie inférieure permienne et une partie supérieure triasique : mais, en l'absence de fossiles, toute coupure paraît illusoire, aussi désignerons-nous, avec M. Léon Bertrand, toute la formation sous le terme de *Permo-Trias*.

Tantôt en concordance parfaite sur le Permien, ailleurs, lorsque celui-ci fait défaut, en repos discordant direct sur le socle hercynien, le *Trias* est surtout représenté par son faciès Keupérien, c'est-à-dire par des marnes irisées, des argiles bariolées de couleur vive, rouges, vertes ou blanches, avec gypse, sel gemme et cristaux de quartz bipyramidés. Ces couches sont accompagnées d'horizons sporadiques de calcaires dolomitiques blancs ou jaunâtres et de cargneules. La transition du Permo-Trias aux marnes irisées peut être continue et la limite des deux formations imprécise. Ailleurs, dans l'Ariège par

¹ Il sera question dans l'analyse détaillée, en particulier relativement au Massif de l'Agly (p. 84), des granites prétendus postsecondaires. Nous verrons qu'il ne fait aucun doute que tous les granites et roches connexes de la partie du versant nord-pyrénéen comprise entre la Méditerranée et la vallée de la Neste soient d'âge primaire.

exemple, sur la bordure septentrionale du Massif de l'Arize, s'intéressent, vers la limite, des calcaires liés à grains très fins. Ceux-ci n'ont pas fourni de fossiles caractéristiques; toutefois, ils appartiennent certainement à un niveau inférieur aux argilles bariolées, si bien que l'on peut, semble-t-il, les attribuer au Muschelkalk, comme le fit Jacquot (170), ou, tout au moins, dire qu'ils en occupent la place, entre le Gers basaire et le Keuper¹. Quoiqu'il en soit de leur âge exact, ces niveaux calcaires trahissent un essai avorté de transgression marine.

Les couches triasiques doivent retenir l'attention à deux points de vue très différents.

1° Le Trias gypseux est souvent accompagné de masses considérables de roches basiques du type des *ophites*. Relativement aux roches basiques pyrénéennes en général et aux *ophites* en particulier, les remarquables travaux pétrographiques de M. A. Lacroix (173) ont posé de nombreux problèmes géologiques qui sont encore loin d'être tous résolus, malgré les nombreuses observations de MM. Lacroix, Carez, Viennot, Lamare, Daffour, etc. Je n'ai personnellement pas abordé ces questions, qui sont, au moins dans une certaine mesure, indépendantes du problème structural qui nous intéresse. Je dirai seulement que mes observations m'ont toujours montré *les ophites véritables liées à des sédiments triasiques*². La mise en place des *ophites*, qui a, peut-être, débuté au Trias supérieur, doit s'être poursuivie pendant l'Infralias, puisque le tuf éruptif de Ségus, interstratifié dans le Rhétien, contient des blocs d'une roche rapportée par M. Lacroix au magma ophitique.

2° Le Trias gypseux a un rôle tectonique tout à fait particulier. Du fait de sa plasticité, ce terrain a une grande facilité de migration, une mobilité propre; il a sa tectonique spéciale. A la base de la série secondaire, il joue au besoin le rôle d'un lubrifiant et facilite les glissements d'ensemble, des décollements de la couverture. Ailleurs, sans même qu'il soit nécessaire d'invoquer l'action de forces tangentielles énormes, on le voit s'injecter dans des axes de plis diapirs suivant les dispositions les plus complexes. Le Trias gypseux peut aussi s'accumuler en profondeur en masses considérables, puis être l'objet de migrations secondaires; poussé vers le haut, il chemine le long des grandes fractures tectoniques; puis, venu au jour, il s'extravase sur des terrains plus récents.

¹ Carez s'est toujours refusé à admettre ces vues tendant à reconnaître dans le Trias pyrénéen les trois termes classiques [98, p. 12].

Par contre, dans des publications récentes [9, 40], M. Barrabé croit pouvoir identifier le Muschelkalk sur la bordure méridionale du Montcournet et les coupes analysées par cet auteur montrent un Trias à trois termes, comparable à celui décrit par Jacquot dans l'Ariège.

J'insiste moi-même, dans le présent travail, sur la constance d'un horizon calcaire sous-jacent aux argilles bariolées dans la couverture du Massif de l'Arize et donne, à ce sujet, (p. 346) plusieurs coupes caractéristiques.

² Je ne peux insister, dans ce court résumé stratigraphique, sur tous les faits nouveaux que l'apporte concernant la distribution des *ophites* et leur discrimination d'avec les autres roches vertes, continuées en particulier sur le flanc de Bagneres, sous la notation *etc.* L'analyse détaillée fournira, à ce sujet, toutes précisions.

Avec le **Lias**, le régime marin succède au régime lagunaire. Mais, en même temps, s'accuse un changement majeur dans les conditions paléogéographiques. Alors que le Stéphanien, le Permien et le Trias montraient une phase de sédimentation assez homogène pour tout le domaine pyrénéen, ce domaine se dissocie à partir du Lias. Tandis que la sédimentation marine se montre très comparable sur les deux versants nord-pyrénéen et sud-pyrénéen, une lacune, correspondant à l'intervalle entre le Trias et le Santonien, est reconnue, d'après les travaux les plus récents, sur la majeure partie de la Zone axiale, où le Crétacé supérieur repose directement sur le Trias, sur le Permien, ou même se montre transgressif sur le socle hercynien plissé. La Zone axiale, ainsi d'ailleurs que le Nord du Mouthoumet, semblent s'être trouvés en saillie pendant le Lias, le Jurassique moyen, l'Aptien et l'Albien. En tout cas, les terrains correspondants manquent sur les deux môles, soit par suite d'une émergence réelle soit par suite d'un décapage antérieur à la transgression du Crétacé supérieur. La série mésozoïque du sillon nord-pyrénéen est, au contraire, comme celle du versant sud d'ailleurs, beaucoup plus complète.

Le Lias des Pyrénées françaises a fait récemment l'objet d'un travail très important de M. Dubar [428]. Dans tout le cours de mon ouvrage, je renverrai fréquemment pour des points particuliers aux descriptions faites par M. Dubar et aux conclusions formulées par lui.

Nous distinguerons l'Infralias, le Lias inférieur calcaire et le Lias moyen et supérieur schisto-marneux.

Il est commode de grouper, avec M. Dubar, sous le vieux terme d'**Infralias**, dû à Leymerie, le Rhétien et l'Hettangien inférieur. Le Rhétien, bien développé dans les Pyrénées orientales et centrales, avec son faciès classique de marnes irisées grises et vertes, de cargneules jaune ocre, de calcaires souvent dolomitiques, de calcaires en plaquettes et de lumachelles à *Avicula contorta*, montre encore des dépôts plus grossiers sur le versant méditerranéen que dans le bassin de la Garonne. A l'Hettangien inférieur, la transgression marine est généralisée. La sédimentation franchement calcaire est un moment interrompue dans l'Ariège par les éruptions dont on reconnaît les produits dans les environs de Rimont. A l'Est de ces centres éruptifs, des schistes bitumineux s'intercalent dans les derniers bancs de l'Hettangien inférieur.

Le **Lias inférieur calcaire** (Hettangien supérieur, Sinémurien et Lotharingien) offre, dans le sillon nord-pyrénéen, une certaine unité de composition. On y distingue :

une assise inférieure (Hettangien supérieur et Sinémurien) de dolomies grises, à grains fins, souvent bréchoïdes, montrant tous les termes de passage jusqu'à des calcaires cristallins peu dolomitiques ;

une assise supérieure (Lotharingien) de calcaires rubanés accompagnés de calcaires oolithiques et de calcaires compacts.

Le **Lias moyen et supérieur schisto-marneux** comporte :

un Lias moyen (Charmouthien) fait d'un complexe de calcaires marno-gré-

seux noirâtres ou jaunâtres et de marnes subordonnées, où M. Dubar a pu reconnaître les zones classiques caractérisées par des faunes d'Ammonites ;

un Toarcien, marnes noires ;

un Aalénien représenté par des calcaires gréseux (faciès à *Gryphaea sublobata*).

Au-dessus du Lias, vient la puissante série des dolomies du *Jurassique moyen*. Ce sont des dolomies fétides, pulvérulentes, généralement noires, parfois cependant blanches ou rosées. Leur structure est le plus souvent grossièrement cristalline, quelquefois microcristalline, exceptionnellement oolithique. A l'Est du Salat, la série dolomitique est toujours très homogène ; mais, à l'Ouest de cette vallée, apparaissent dans sa masse de fréquentes intercalations lenticulaires de calcaires compacts de teinte claire, qui représenteraient pour M. Cayeux [108] des témoins du calcaire jurassique originel échappé à la dolomitisation. Cet auteur a, en effet, montré que les dolomies jurassiques des Pyrénées ne sont pas des dolomies sédimentaires, comme le pensait M. Longchambon [220], mais des dolomies épigéniques.

Tandis que dans la partie occidentale de la chaîne, dans la Bigorre, le Béarn et le Pays basque, où la sédimentation marine s'est peut-être poursuivie jusqu'au Kiméridgien, le complexe dolomitique semble représenter la plus grande partie de l'Oolithique, dans la région étudiée par nous, au moins à l'Est du Salat, les dolomies, qui n'ont jusqu'ici pas fourni de fossiles caractéristiques, sont attribuées seulement au Bajocien et au Bathonien. Elles sont directement surmontées, *en concordance parfaite*, par les calcaires aptiens. Il y a donc, dans la partie centrale et orientale de la chaîne, une lacune importante dans la sédimentation, qui paraît bien correspondre à la partie terminale du Jurassique et au début du Crétacé. L'émersion intermédiaire est révélée dans l'Ariège par l'existence d'un dépôt continental, la bauxite des environs de Foix, accompagnée de couches ligniteuses dans la cluse de Péréille.

Contrairement à cette vue classique supposant une lacune importante, les observations récentes de M. Mengel [233, 234] et de M. J. de Lapparent [203, 204, 205] sembleraient montrer que l'émersion n'a pas été générale. Ces auteurs ont remarqué que dans les Pyrénées Orientales, en Pays de Fenouillet, la bauxite n'est plus en relation avec les dolomies jurassiques, mais qu'elle git au sein même des calcaires crétacés. La bauxite serait donc, pour M. J. de Lapparent, « éocrétacée, antéaptienne, néocomienne sans doute » et il y aurait ainsi en Pays de Fenouillet continuité de sédimentation marine entre les dolomies jurassiques et le mur calcaire de la bauxite, lui-même néocomien. La lacune se serait donc produite ici dans le cours du Crétacé inférieur. Ce fait pose, ainsi que le remarque M. de Lapparent, la question de l'âge des bauxites de l'Ariège ; car on peut aussi bien concevoir une exondaison ne datant que du Crétacé inférieur, de la fin du Néocomien, suivie d'une érosion beaucoup plus active dans l'Ariège qu'en Pays de Fenouillet, que de croire que la mer a vraiment abandonné tout le domaine pyrénéen avant la fin du Jurassique, pour n'y revenir

qu'à l'Aptien. Dans l'état actuel de nos connaissances, on ne saurait choisir entre ces deux hypothèses.

La sédimentation marine reprit avec l'**Aptien**, qui montre, en parfaite concordance sur les dolomies jurassiques, un complexe de calcaires et de marnes. D'après les indications fournies par la faune de la Clape, l'Aptien des Pyrénées correspondrait à l'Aptien tout entier, c'est-à-dire à l'ensemble du Gargasien et du Bédoulien. Les calcaires présentent le faciès urgonien ; massifs, semi-cristallins, de teinte généralement claire, ils sont souvent pétris de sections de *Toucasia*. Ce sont les calcaires urgoniens ou urgo-aptiens, les calcaires à *Toucasia* ou les calcaires à Réquiénies des géologues pyrénéens. Vers la limite occidentale de la région étudiée, entre la Garonne et la Neste, apparaissent déjà, vers la base des calcaires urgoniens, quelques intercalations dolomitiques. Celles-ci deviendraient beaucoup plus fréquentes dans le Béarn et dans le Pays basque, d'après Viennot [289, p. 28]. Les calcaires urgoniens sont surmontés de marnes schisteuses à Orbitolines et à grandes Huîtres, dont la faune, qui comporte notamment *Parahoplites Deshayesi*, *Exogyra aquila*, *Plicatula placunea*, *Miotoxaster Collegnoi*, est encore aptienne. Une grande complexité provient du fait que, de même que les calcaires inférieurs peuvent présenter des zones marneuses, les marnes supérieures à Orbitolines montrent de fréquentes intercalations de calcaires compacts à faciès urgonien qui passent latéralement aux marnes. Il devient alors illusoire de chercher à identifier des niveaux calcaires ou marneux et on doit se borner à envisager la distribution des différents faciès dans toute l'étendue de la chaîne.

Les marnes schisteuses de l'Aptien supérieur passent insensiblement aux **marnes albiennes**. En dehors des points fossilifères, comme le Synclinal d'Espira-de-l'Agly où est connue la zone de Clansayes, la limite de l'Aptien et de l'Albien est très difficile à préciser, la sédimentation vaseuse de l'Aptien supérieur se poursuivant pendant l'Albien. Aussi désignerons-nous sous le terme de marnes albiennes toute la série compréhensive de marnes schisteuses noires à faciès albien, qui comporte sans doute à sa base de l'Aptien supérieur et dont la majeure partie correspond à de l'Albien. Au sein de la puissante série des marnes albiennes s'intercalent quelques lentilles de calcaires noirs, des horizons sporadiques de grès et de microbrèches. Au Pech de Foix les niveaux supérieurs de l'Albien sont représentés par des couches phosphatées. Ce fait indique un relèvement du fond marin, dont les conditions de grande instabilité préludent à la surrection de la chaîne antécénomaniennne.

Il convient de signaler tout de suite que l'ensemble de la série secondaire antécénomaniennne qui vient d'être analysée, du Trias à l'Albien inclus, a subi, dans certaines régions de la chaîne que nous préciserons par la suite dans notre analyse détaillée, de profondes modifications sous l'action du *métamorphisme*.

Les marnes ont été durcies et silicatées ; les calcaires ont souvent été entièrement recristallisés, en même temps qu'ont pu se développer à une très grande échelle des minéraux de métamorphisme. Les calcaires marmoréens, « calcaires primitifs » de Charpentier, dont l'aspect très spécial a pu faire penser à des roches anciennes et a provoqué, de ce fait, de longues discussions, constituent un complexe qui représente à la fois le Trias, le Lias, le Dogger et l'Aptien. Il est parfois impossible d'établir des subdivisions dans la masse marmoréenne et nous en désignerons alors l'ensemble sous le terme de calcaires jura-crétacés.

En cherchant à localiser le métamorphisme nord-pyrénéen, on remarque tout de suite des faits particulièrement frappants. On observe d'abord, en suivant latéralement les couches affectées par le métamorphisme, que celui-ci s'éteint toujours d'une manière progressive, si bien que l'on passe, par toute une série de roches de moins en moins modifiées, à des roches absolument intactes. Le métamorphisme apparaît donc comme un état accidentel, irrégulièrement réparti ; il ne saurait caractériser des zones tectoniques. Un autre fait est fort caractéristique : c'est la concomitance du métamorphisme et de la localisation des roches vertes du cortège des lherzolites. Ce sont là des faits très importants, dont on devra tenir compte pour aborder les problèmes que pose le métamorphisme nord-pyrénéen.

La phase de plissement antécénomaniennne

Les mouvements antécénomaniens dans le versant nord des Pyrénées sont certains. On les soupçonne d'ailleurs depuis longtemps.

C'est à d'Archiac [1] que revient le mérite d'avoir le premier montré, dans les Corbières, une discordance de stratification entre la craie inférieure à Caprotines et la craie moyenne (grès à *Orbitolina concava*).

Garrigou [141] reconnut aussi l'existence d'une discordance ; mais il la croyait postécénomaniennne, cet auteur attribuant la craie inférieure des Pyrénées au Cénomaniennne.

C'est certainement dans les écrits de Magnan que sont relatés les observations les plus précises concernant la phase orogénique antécénomaniennne. Cet auteur disait déjà en 1868 :

« ... à trois époques différentes ces montagnes ont été bouleversées. Après la période de transition, après l'époque crétacée inférieure, après la formation de l'Eocène, et ces bouleversements ont été suivis de dénudations et de dépôts détritiques considérables » [224, p. 432].

« En effet on voit le Cénomaniennne reposer en *discordance* sur des terrains divers antérieurement relevés : sur le granite, sur le groupe de transition, sur le trias gréseux et ophitique, sur le jurassique, sur la craie inférieure ... » [225, p. 1271].

Magnan décrit le premier, d'une manière très objective, le conglomérat de base du Cénomaniennne, auquel il donne, dans l'Ariège, le nom de *conglomérat de Camarade* :

« ... Les roches qui composent ce conglomérat *sont toutes antérieures à l'époque cénomaniennne*. On y trouve des blocs de nature cristallophyllienne, pétro-siliceuse, des schistes, des dolomies, des calcaires marmoréens verts et rouges appartenant aux terrains anciens, des quartzites du permien?; des grès, des poudingues triasiques, *de nombreux cailloux d'ophite*, des calcaires caverneux, rubanés et noduleux du lias, des dolomies fétides de l'oolithe, des calcaires à *Caprotina*, à *Terebratula sella* et à *Orbitolina* du crétacé inférieur... » [226, p. 714].

De Lacvivier, qui a beaucoup étudié le Cénomanien de l'Ariège, admet aussi la discordance de ce terrain sur les couches plus anciennes :

« Après le dépôt du Gault il s'est produit quelque grand cataclysme et peut-être un changement dans le relief du sol. De là, la discordance qui existe entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur » [488, p. 197].

La discordance du Cénomanien est aussi considérée comme un fait certain et très général par Roussel [271], Caralp [68] et Carez [91, III, p 1819 et IV, p 2387].

Par la suite, cette discordance est passée au second plan et un grand nombre des dispositions complexes réalisées sur la bordure des affleurements cénomaniens ont été interprétées par M. Léon Bertrand [30, 33] comme traduisant l'existence d'autant de fenêtres tectoniques. J'ai montré que ces dispositions peuvent toutes s'expliquer parfaitement par le simple jeu des mouvements antécénomaniens [101, 107]. M. Buxtorf, dans sa thèse [61], précise toutes les modalités du phénomène dans la région de Camarade. M. Roubault [262] y trouve aussi l'explication des dispositions aberrantes que révèle l'étude de la région d'Arbas. Enfin, dans le présent travail, je me suis efforcé de multiplier les exemples qui mettent la discordance en évidence et j'insisterai longuement sur l'importance de la phase orogénique antécénomaniennne. Sans doute, les traits majeurs de la chaîne se sont-ils amorcés avant le Cénomanien.

Si d'importants mouvements antérieurs au Cénomanien sont indiscutables dans le versant nord des Pyrénées, on ne saurait dire, par contre, en l'état actuel des connaissances, s'ils ont été suivis de répliques tardives. Pour ma part, n'ayant pas étudié en détail les terrains supérieurs au Cénomanien, je n'ai rien observé de caractéristique à ce sujet.

Quoiqu'il en soit, ces périodes d'instabilité ont déplacé le sillon nord-pyrénéen vers le Nord, d'abord sur l'emplacement de la Zone cénomaniennne de Carez. Les terrains supérieurs sont ensuite progressivement transgressifs, vers le Nord d'une part, sur le Massif du Mouthoumet, où l'on voit au Nord de Fourtou le Cénomanien, à Montferrand le Turonien, plus au NW encore les grès d'Alet (Sénonien et Maestrichtien) recouvrir directement le Houiller, vers le Sud d'autre part, où le Crétacé supérieur, débordant les couches plus anciennes, va reposer sur les terrains cristallins et primaires de la Zone axiale. Celle-ci fut alors, en majeure partie, recouverte par la mer, au moins dans l'Ouest et le SE de la chaîne.

La série discordante de Crétacé supérieur et de Nummulitique.

Le **Cénomanien** débute par des couches très grossièrement détritiques qui proviennent du démantèlement de la chaîne antécénomanienne. Transgressif et discordant indifféremment sur tous les terrains plus anciens, le Cénomanien montre à sa base de magnifiques conglomérats à éléments locaux, empruntés tant aux couches du socle hercynien qu'à celles de la couverture secondaire antécénomanienne (conglomérat polygénique de Camarade, conglomérat granitique de Rogalle, conglomérat ophitique de Beauregard, conglomérat à énormes blocs de calcaires dévoniens du Picou de Freychenet, etc.). Les mêmes éléments peuvent se trouver à l'état de division plus poussée dans des conglomérats plus fins et dans des microbrèches sédimentaires. L'existence, dans la masse du Cénomanien, de plusieurs niveaux superposés de conglomérats témoigne des nombreux remaniements du fond marin. D'ailleurs, pendant toute la durée du Cénomanien, les conditions de la sédimentation sont assez changeantes. Les dépôts, toujours néritiques, sont assez variés ; à côté des grès à *Orbitolina concava* et des schistes noirs ou gris à faciès flysch, le faciès récifal n'est pas exclu, si bien que des lentilles calcaires à Caprines et à Ichthyosarcolithes sont fréquemment intercalées dans la série gréso-schisteuse.

Le Cénomanien se montre, d'une part, dans une série d'affleurements qui suivent le front nord-pyrénéen, c'est-à-dire sur la bordure du Mouthoumet, dans le Synclitorium de Nalzen et dans la Zone cénomaniennne de Carez, d'autre part, dans des affleurements plus méridionaux, celui de Saurat, celui d'Oust et de Massat et celui d'Arbas. Dans ces derniers lambeaux, le Cénomanien est daté à sa base par son conglomérat et par la faune de ses lentilles calcaires ; mais aucun fossile caractéristique n'est connu dans la puissante série de grès et de schistes à faciès flysch qui vient au-dessus, si bien qu'il n'est pas impossible que le complexe monte, à sa partie supérieure, plus haut que le Cénomanien.

Au contraire, sur le front nord-pyrénéen, dans les Petites Pyrénées, le Plantaurel, le bassin de Nalzen, comme dans la couverture du Mouthoumet, les étages plus élevés du Crétacé supérieur sont facilement identifiables au-dessus du Cénomanien.

La série de Crétacé supérieur et de Nummulitique est *continue entre le Secondaire et le Tertiaire*. Ce n'est qu'exceptionnellement que j'aurai, dans cet ouvrage, à faire allusion à sa constitution. Je ne crois cependant pas inutile de rappeler ici quelles données stratigraphiques l'on possède à ce sujet et d'insister, en particulier, sur les remarquables variations de faciès que montre ladite série, si l'on en suit les divers termes de l'Ouest à l'Est.

En effet, tandis que dans l'Ouest de la chaîne, dans le bassin de l'Adour, règne le régime profond de la fosse aturienne, avec continuité de dépôts

bathyaux pour le Crétacé supérieur et la base du Tertiaire (le Montien tout au moins), plus à l'Est, dès la Chalosse, les dépôts deviennent franchement détritiques. Dans les Petites Pyrénées de la Haute-Garonne plusieurs niveaux saumâtres et d'eau douce sont intercalés dans la série marine. Le caractère mixte s'accroît dans l'Ariège et surtout dans l'Aude, où, annonçant le régime provençal, les dépôts subcontinentaux se multiplient dans le Crétacé supérieur et à la base du Tertiaire. L'analyse très succincte qui suit précise les équivalences de niveaux dans les Petites Pyrénées, dans l'Ariège et dans l'Aude.

Dans l'Ariège, les grès de Celles semblent correspondre à une série compréhensive *turonienne* et *sénonienne*, dont la base peut être encore cénomaniennne. En effet, tandis que dans leur masse sont intercalés les calcaires à faune angoumienne ¹ de Morenci et de Montferrier, les grès de Celles montent jusqu'au niveau des calcaires à Rudistes de Bénéix et de Leychert que l'on s'accorde à rapporter au Campanien supérieur.

Dans les Corbières, le Turonien, par endroits transgressif sur le Céno manien, est représenté par les calcaires de Montferrand, dont la partie supérieure fournit déjà quelques ammonites coniaciennes. De même, les marnes à *Micraster corbaricus*, en majeure partie coniaciennes, dépassent, vers le haut, la limite du Santonien. Au-dessus, intercalés dans un complexe détritique de marnes, de grès et de poudingues, les trois célèbres niveaux de calcaires à Rudistes de la Montagne des Cornes doivent être rangés dans le Santonien et le Campanien inférieur. Enfin, les niveaux plus élevés du Campanien, équivalents latéraux des couches à Rudistes de Bénéix, constituent la base des grès d'Alet.

Dans les dômes des Petites Pyrénées, où il est le terrain le plus ancien qui vienne au jour, le *Maestrichtien* est représenté par la succession de trois termes : de bas en haut, les marnes à Orbitoïdes de Saint-Martory, le calcaire nankin, à faune marine néritique, enfin les marnes d'Auzas, qui renferment déjà à leur base un épisode saumâtre. A la Chalaguère, aux environs de Sainte-Croix, dans l'Ariège, le calcaire nankin, devenu de plus en plus gréseux, montre, lui aussi, un épisode saumâtre ; puis, plus à l'Est, il passe, comme les marnes de Saint-Martory, à des formations d'eau douce, les grès de Labarre sur la Feuille de Foix, puis, au delà, les grès d'Alet dans les Corbières. Au-dessus des grès d'Alet, comme au-dessus des grès de Labarre, un niveau d'argiles rouges gypsifères termine le Maestrichtien. C'est l'équivalent latéral des marnes d'Auzas.

Le *Danien* est représenté, dès la Haute-Garonne et jusque dans les Corbières, par le calcaire lithographique d'eau douce qui a fourni près de Sainte-Croix la faune de Rognac.

Dans les Petites Pyrénées, immédiatement au-dessus du calcaire lithographique, les marnes et sables réfractaires du Turo ont fourni au Plan, près de Cazères, une petite faune marine que l'on doit rapporter avec certitude au *Montien*.

¹ Voir [247].

Ces couches sont remplacées dans l'Ariège et dans l'Aude par un deuxième niveau d'argiles rutilantes.

Le **Thanétien** est uniformément représenté par les calcaires à Miliolidés. Il est surmonté, dans la Haute-Garonne et dans l'Ariège, par les argiles à *Ostrea uncifera* du **Sparnacien**. Ces dernières couches montrent déjà des faciès sporadiques à Cérithes à Sainte-Colombe, dans l'Ariège, pour finalement passer dans l'Aude à un troisième niveau de marnes rutilantes avec gypse et poudingues subordonnés.

Les calcaires à Alvéolines d'Aurignac, dans les Petites Pyrénées, sont attribués à l'**Yprésien** ; ils passent latéralement, vers la limite de l'Ariège et de l'Aude, aux grès et calcaires à Alvéolines et à Cérithes (*C. corbaricum*, *C. couzensis*) des Corbières.

Au **Lutétien inférieur** correspondent les bancs à Turritelles et les couches à Nummulites, qui de la Haute-Garonne se poursuivent jusque dans l'Aude. Les couches à Nummulites sont surmontées en concordance par les puissantes formations de poudingues auxquelles Leymerie a donné le nom de *poudingues de Palassou*. Considérés comme d'âge **lutétien moyen et supérieur**, les poudingues de Palassou, s'ils renferment encore à leur base quelques Nummulites, passent ensuite très vite à des formations d'eau douce et comportent des intercalations de calcaires lacustres (calcaires de Sabarat dans l'Ariège). Succédant aux couches marines fossilifères du Lutétien inférieur, les poudingues de Palassou dénotent un changement très important dans les conditions stratigraphiques. Ils marquent le début du régime de remplissage mollassique du bassin de l'Aquitaine, régime qui, d'après les travaux de Vasseur, durera pendant l'Eocène supérieur, l'Oligocène et le Miocène.

Les plissements lutétiens.

Le soulèvement de la chaîne pyrénéenne a atteint son paroxysme à l'époque lutétienne. C'est alors que s'accusèrent les grands traits de l'édifice, déjà ébauchés lors de la phase antécénomanienne.

A vrai dire, on ne possède pas, dans l'Est des Pyrénées, de données bien précises relatives à l'âge exact du paroxysme majeur. On sait seulement que le Lutétien supérieur introduit un très net changement de régime. Aux couches à Nummulites succèdent les poudingues de Palassou. Or, dans le bassin de Carcassonne, entre les Pyrénées, le Mouthoumet et la Montagne Noire, on ne connaît aucune discordance à travers tout ce complexe. Dans la Haute-Garonne, sur le bord méridional du bassin de l'Aquitaine, les mollasses miocènes sont discordantes sur les poudingues de Palassou. On voit ainsi qu'il reste une très large marge pour dater le plissement principal.

Par contre, on a dans les Pyrénées occidentales des renseignements plus précis. J. Boussac [60, p. 11] avait déjà indiqué la discordance des calcaires à grandes Nummulites de Peyreblanque, base de la série de Biarritz, sur leur sub-

stratum. Or, comme l'a mis récemment en lumière M. Jacob [466], cette remarque a une portée plus générale. Il semble que dans tout le Pays basque et tout le Béarn la distribution de la série de Biarritz et de ses équivalents orientaux soit différente de celle de la série de Gan, dont le régime plissé de dômes et de cuvettes est si particulier.

A l'Ouest la transgression des couches de Biarritz, à l'Est l'avènement du régime mollassique traduisent certainement un changement important. Il semble donc bien que le paroxysme principal prenne place avant le Lutétien supérieur.

Cette vue s'accorde avec les données que fournissent les premiers poudingues discordants postpyrénéens du versant sud. La base de ces poudingues est datée par les lignites de Sosis, près de Pobla de Ségur, qu'accompagnent des calcaires lacustres d'âge éocène supérieur (bartonien) [457, p. 342].

D'ailleurs, l'importance, sans doute majeure, du paroxysme lutétien n'exclut nullement la possibilité de répliques tardives. La série de Biarritz n'est pas restée horizontale ; elle est plissée. De même, les mollasses miocènes de la Haute-Garonne sont discordantes sur le poudingue de Palassou redressé.

J'arrêterai ici ce rapide exposé des principales questions que comporte l'histoire stratigraphique des Pyrénées avant la surrection majeure de la chaîne. Il était nécessaire comme introduction à l'étude tectonique qui va suivre. Par contre, l'étude des formations postérieures au soulèvement des Pyrénées nous entraînerait complètement hors de notre sujet.

HISTORIQUE DES PRINCIPALES INTERPRÉTATIONS RELATIVES A LA STRUCTURE DU VERSANT NORD DES PYRÉNÉES CENTRALES ET ORIENTALES

Avant d'exposer le résultat de mes propres observations, je voudrais présenter un historique succinct des diverses conceptions structurales auxquelles se sont arrêtés les auteurs qui ont étudié les Pyrénées. J'évoquerai d'abord très brièvement les études les plus anciennes ; elles ont un intérêt rétrospectif qui n'est nullement négligeable ¹. Les interprétations tectoniques proposées par les auteurs de la fin du xix^e et du début du xx^e siècle sont en rapport avec les rapides progrès réalisés par les diverses disciplines de la géologie ; elles sont fondées sur une connaissance stratigraphique beaucoup plus avancée de la chaîne. On y trouve cependant formulées deux opinions formellement opposées. Certains auteurs ne voient dans la chaîne que des plis simples, plus ou moins compliqués de failles et de légers chevauchements ; d'autres y décrivent de véritables charriages et évoquent, au sujet des massifs primaires nord-pyrénéens, des déplacements de grande amplitude. Je rappellerai toutes les discussions qui ont eu lieu relativement au problème structural ainsi posé ; cela me permettra de ne pas revenir sur des questions de critique dans mon exposé de l'Analyse structurale détaillée, auquel j'aimerais donner un caractère purement objectif.

La théorie neptunienne.

La vieille théorie neptunienne, expliquant par l'action des eaux l'origine et le relief des montagnes, fut appliquée aux Pyrénées par les initiateurs, en matière d'exploration géologique, que furent Palassou [239, 240], Ramond [250, 251], Pasumot [244] et Charpentier. Les aperçus de ces auteurs sont parfois justes et leurs conceptions souvent ingénieuses. Palassou, le fondateur de la Géologie pyrénéenne, fut le premier à définir dans la chaîne des zones parallèles à sa direction générale [238]. L'œuvre de Ramond est consi-

¹ Le lecteur pourra consulter, relativement au développement de la connaissance géographique et géologique des Pyrénées, le remarquable ouvrage de M. Camêna d'Almeida (62).

dérable. Par sa découverte de fossiles sur les flancs du Mont Perdu, il démontra expérimentalement que les formations géologiques les plus anciennes ne constituent pas toujours les sommets des montagnes, comme on le croyait avant lui ; avec une intuition remarquable, il classa les terrains des Pyrénées et déterminâ leur disposition en chaînons parallèles successifs, qui contribuent, l'un après l'autre, à constituer la ligne de faite. En 1823 Charpentier publia son ouvrage fondamental [411], où il fait preuve d'une grande érudition. Il s'efforce de coordonner l'allure des terrains sédimentaires à celle des bandes granitiques et arrive à la conception d'une sorte de toit à double pente dont les massifs granitiques représenteraient l'arête. Il signale bien des exemples remarquables de contournements locaux des couches sédimentaires ; mais, toujours partisan du « Neptunisme », il considère ces dispositions comme inexplicables dans toute autre hypothèse que celle d'un dépôt originel des couches sur place, dans l'état où on les observe encore aujourd'hui.

La théorie des soulèvements.

La conception neptunienne, qui attribuait à des mers de plus en plus retirées le dépôt de sédiments de plus en plus bas, se trouvait en désaccord avec l'observation qui montrait que les roches les plus anciennes n'occupent pas toujours la ligne de faite. La théorie se révélait impuissante pour expliquer de pareils bouleversements. Aussi, sous l'influence des études de Léopold de Buch, voit-on, dès 1830, succéder aux idées neptuniennes des conceptions qui attribuent un rôle prépondérant aux phénomènes éruptifs. La théorie des soulèvements, œuvre de Dufrénoy et d'Elie de Beaumont [434, 436], prend la place de l'ancienne théorie du travail violent des eaux et du balancement des mers géologiques.

Dufrénoy attribua au « soulèvement de la craie » les dérangements survenus dans la stratification de la craie sur le versant français [433] ; puis, généralisant, il en vint à supposer qu'à l'éruption des ophites s'était joint un soulèvement général de la chaîne granitique.

Elie de Beaumont, l'auteur de la conception du réseau pentagonal, fut l'apôtre le plus brillant de la doctrine des soulèvements. Le soulèvement, donnant naissance à une chaîne, se ferait sentir dans une direction qui détermine l'emplacement de la ligne de faite, et cette direction ne dépendrait en aucune façon de la disposition géologique des terrains. Certes, l'intervention de l'action du feu central et des dislocations de l'écorce terrestre donnait une explication satisfaisante de faits que ne pouvait expliquer le neptunisme. Mais le « Système » d'Elie de Beaumont devint fragile dans la généralisation rigoureuse que voulut lui donner son auteur, lorsqu'il essaya de ramener à quelques directions particulières les directions des principaux groupes de montagnes, lorsque l'illustre géologue énonça la loi suivante :

« Les chaînes de montagnes du même âge sont généralement parallèles, tandis que les chaînes de directions différentes appartiennent à des époques distinctes. »

Pour Elie de Beaumont, la régularité de la chaîne pyrénéenne tiendrait à ce qu'elle doit presque entièrement son relief à un seul soulèvement du globe, le soulèvement « pyrénéo-apennin », qui aurait aussi donné naissance à la plupart des chaînons des Apennins, de même direction que les Pyrénées et donc contemporains. Par leur disposition symétrique à peu près parfaite, les Pyrénées fournissaient un exemple classique pour l'étude des soulèvements.

La théorie des affaissements continentaux. Les failles.

Malgré l'autorité de Léopold de Buch, d'Elie de Beaumont et de leurs disciples, la théorie des soulèvements, dont Leymerie fut un des derniers et des plus illustres partisans, allait laisser la place à une explication toute autre de l'origine des montagnes.

Tandis que s'affirmait l'impossibilité croissante de maintenir dans sa généralité primitive la théorie du réseau pentagonal, Constant Prévost tentait d'expliquer les inclinaisons des couches géologiques par un affaissement des parties circonvoisines. Il proposait de substituer à la doctrine des soulèvements celle qui attribue l'origine des montagnes à une suite d'ondulations, d'affaissements, au retrait de la croûte terrestre qui accompagne le refroidissement du globe [412]. On allait désormais s'apercevoir que les roches volcaniques n'occupent qu'une place secondaire dans la plupart des montagnes et attribuer le relief de ces dernières, non plus à leur surgissement, mais à l'affaissement des parties environnantes.

C'est à ce mouvement de réaction contre les conceptions plutoniennes d'Elie de Beaumont que se rattachent les remarquables travaux de Magnan sur la structure des Pyrénées.

Subissant l'influence des idées défendues par Ebray dans le Massif Central et par Lory dans les Alpes dauphinoises, Magnan attribuait aux failles un rôle capital dans la formation des montagnes.

« Les montagnes sont dues à des failles immenses, linéaires, à des plissements gigantesques, à des refoulements, à des compressions énergiques, conséquence d'affaissements plus ou moins considérables, ou, si l'on veut, de gigantesques effondrements provoqués par les vides qui se formaient sous l'écorce solide, à la suite d'une contraction lente et continue du globe terrestre, déterminée par le refroidissement. » [229, p. 98].

Le mémoire fondamental de Magnan [229] peut être considéré comme le premier essai de coordination d'ensemble des connaissances structurales sur le versant nord des Pyrénées. Ses conclusions sont la contre-partie de la doctrine d'Elie de Beaumont :

« Les ophites (diorites) sont des roches essentiellement passives.

Les Pyrénées et les Corbières doivent leur relief à des failles immenses, linéaires,

provoquées par [de gigantesques effondrements des contrées avoisinantes, et non à des soulèvements, comme on le pense généralement.

Les failles se sont produites à froid.

Les directions ne peuvent pas servir à caractériser l'âge des montagnes.

Les Pyrénées et les Corbières ont été disloquées et dénudées sur une vaste échelle à diverses époques géologiques » [229, p. 411].

Magnan avait donc nettement entrevu le rôle passif de l'ophite et du granite dans la formation de la chaîne, la production « à froid » des accidents auxquels est due sa structure actuelle ; il avait compris l'impossibilité de fixer l'âge des montagnes d'après leur direction. Telles sont les principales acquisitions que lui doit la géologie pyrénéenne. Il a malheureusement beaucoup exagéré l'importance orogénique des failles.

Magnan avait mis les chaînons parallèles des Pyrénées en rapport avec des failles longitudinales. Il ne reconnut, dans les Pyrénées et dans les Corbières, pas moins de 22 grandes failles, réparties en trois groupes de direction différente. Or, comme le fit bientôt remarquer M. de Margerie [230], la plupart des mailles de ce prétendu réseau de failles pyrénéennes correspondent à de faux alignements, dont les tronçons successifs ont souvent une origine complètement distincte.

On doit toutefois cette justice à Magnan de reconnaître qu'il n'était pas tellement exclusif dans son engouement pour les dislocations verticales. Il fait allusion à « des plissements gigantesques, à des refoulements, à des compressions énergiques ». Il dit aussi :

« Nous avons vu les couches qui forment nos montagnes se ployer, se tordre, se courber et généralement *s'incliner vers la ligne de faite, au lieu de s'incliner vers la plaine* » [229, p. 98].

N'est-ce pas reconnaître là des actions de poussée horizontale, des plissements ?

La théorie des plissements

La conception de plissements latéraux, nés des contractions du globe dans le cours de son refroidissement, explique parfaitement des particularités, telles que la présence de voûtes et de plis allongés dans les chaînes montagneuses, dont la théorie exclusive des affaissements continentaux ne saurait donner de solution. La nouvelle conception, émise dans les Alpes par le grand géologue autrichien Edouard Suess, attribuait les montagnes à une série d'ondes successives, déterminées par une impulsion horizontale unilatérale.

Le rôle des plis dans les Pyrénées avait été signalé dès 1850 par Leymerie dans la Haute-Garonne [207], puis par d'Archiac dans l'Aude [1]. Leymerie, étudiant les chaînons avancés des Petites Pyrénées, avait tenté d'employer la terminologie alors en usage dans le Jura. Les beaux travaux de l'abbé Pouech [242] révélèrent l'allure plissée des zones plus internes de la chaîne. Son étude des environs d'Ussat et de Tarascon [244] est, à ce sujet, fort remarquable. La nou-

velle théorie répondait à la plupart des objections que l'on avait pu justement faire aux doctrines précédentes : elle coordonnait toutes les investigations de détail. Les travaux de de Lacvivier [188] et d'Hébert [156] dans l'Ariège, ceux de M. de Margerie dans les Corbières attribuaient la plus grande part aux phénomènes de plissement dans l'interprétation des coupes pyrénéennes. En 1892 MM. de Margerie et Schrader [231] pouvaient donner une carte géologique des plis pyrénéens. Ils divisaient la chaîne en zones longitudinales successives et s'exprimaient comme il suit, relativement à la structure de la Zone de l'Ariège :

« En résumé, la zone de l'Ariège comprend une succession de grands plis parallèles, alternativement synclinaux et anticlinaux ; les premiers sont remplis surtout par le terrain jurassique, tandis que les seconds laissent apparaître d'une manière intermittente les formations cristallines ; ... »

Roussel reconnaît, lui aussi, le caractère tout à fait local des failles et le rôle prépondérant des plissements. Dès 1887, il dessine, à travers le versant nord des Pyrénées, une série de coupes qui constituent une remarquable illustration de la théorie des plissements [264]. La conception des *rides* pyrénéennes, que Roussel exposa par la suite dans plusieurs ouvrages [271, 280], n'est autre chose qu'une application exclusive de la théorie des plissements. La structure des Pyrénées serait caractérisée par une série de rides, presque rectilignes, qui se poursuivraient d'un bout à l'autre de la chaîne, aussi bien à travers les terrains primaires que dans les couches secondaires et tertiaires de leur couverture. Trois grands mouvements orogéniques, trois grandes *débâcles*, comme dit Roussel, permienne, cénomaniennne et aquitanienne, auraient reporté vers le Sud l'axe des grandes rides. Dans l'intervalle, plusieurs débâcles moins fortes auraient provoqué des chevauchements vers le Nord sur le versant nord, vers le Sud sur le versant sud.

Les idées de Carez sont largement développées dans les six volumes de sa « Géologie des Pyrénées françaises » [91], parus de 1903 à 1909. Carez concilie la théorie exclusive des failles de Magnan avec l'importance indéniable des phénomènes de plissement. Il conserve une division en plusieurs zones longitudinales, en plusieurs compartiments de terrains plissés, séparés par de grandes failles.

« En résumé, la région considérée est formée d'une série de compartiments distincts et indépendants, séparés par de grandes cassures, et chevauchant fréquemment les uns sur les autres, presque toujours dans la direction du Nord. Les plis ne présentent de continuité que vers l'axe de la chaîne ; ils ne passent jamais d'un compartiment à l'autre et sont fréquemment couchés ; dans ce cas, les renversements sont toujours vers le Nord » [91, IV, p. 2590].

Carez reconnaît l'importance des phénomènes de plissements antécénomaniens :

« Les discordances de dépôt n'existent qu'entre le Cénomanien et les couches plus anciennes ; la transgression cénomaniennne est donc la seule reconnaissable dans la région, mais elle peut être constatée en beaucoup de points. »

Le premier, Carez reconnut, en quelques points des Pyrénées, des phénomènes

de recouvrement analogues à ceux que Marcel Bertrand venait de faire connaître en Provence. Il montrait ainsi la grande part qui revient, dans la structure de la chaîne, aux actions de poussée horizontale.

Dès l'année 1889, Carez fit connaître le remarquable lambeau de recouvrement du Pic de Bugarach [74, 75, 76]. Carez reconnaît par la suite de nouveaux recouvrements. Il décrit sur les Feuilles de Quillan, de Bagnères et de Foix plusieurs lambeaux détachés de leurs racines. Citons les recouvrements du Gar et du Cagire et celui du Roc de Sédour dans le bassin de Tarascon. Toutefois, Carez n'attribua jamais aux grands mouvements horizontaux qu'un rôle accessoire dans la structure de la chaîne :

« Des faits exposés dans ce chapitre, découle aussi cette conclusion que les *charriages* proprement dits sont rares dans les Pyrénées, tandis que les *chevauchements* sont au contraire très nombreux. Ces derniers n'ont occasionné que des déplacements horizontaux peu étendus et les lignes de faille qui les délimitent ont une^e très forte inclinaison » [98, p. 79].

« La conclusion de mes études au point de vue de la structure, est que, dans les Pyrénées, il n'existe que fort rarement des plis couchés complets, à flanc renversé conservé, mais que par contre les chevauchements par écaille sont d'une prodigieuse fréquence. Certains d'entre eux se poursuivent sur une grande longueur, parfois avec relais, mais avec une faible amplitude dans le sens du mouvement de translation et une forte inclinaison de la surface de contact qui les sépare de la masse chevauchée. Quelques-uns de ces chevauchements, par l'amplitude de leur mouvement de translation, la position voisine de l'horizontale de leur surface de contact avec le substratum ou le détachement de leurs racines, peuvent mériter le nom de charriages, mais ils sont peu nombreux. Je citerai la montagne de Tauch, le pic de Bugarach, les accidents des environs de Tarascon, de Bagnères-de-Bigorre, de Gavarnie et le massif de Lacoura, près Sainte-Engrace. Je considère au contraire comme en place tous les massifs primaires sans exception, ainsi que le Pech de Foix et la montagne Saint-Sauveur » [97].

Ainsi, à l'époque où, à la suite des mémorables travaux de Marcel Bertrand, les recherches de P. Termier, d'E. Haug, de W. Kilian, de M. Maurice Lugeon et de M. Léon Bertrand montraient le rôle capital des grands déplacements tangentiels dans les Alpes françaises, L. Carez prenait fermement parti, en ce qui concerne les Pyrénées. Il proclamait que dans la structure de cette chaîne les charriages ne jouaient qu'un rôle tout à fait secondaire ; il était formel quant à la question capitale de l'enracinement de tous les massifs primaires situés en avant de la Zone axiale.

La théorie des grandes nappes de charriage

Aux conceptions qui viennent d'être exposées s'oppose formellement l'interprétation tectonique apportée, il y a une trentaine d'années, par M. Léon Bertrand.

Dès le 20 février 1905 [19], M. Léon Bertrand admettait que la partie centrale et orientale du versant nord des Pyrénées est un pays de nappes et que

les massifs hercyniens, qui s'y montrent isolés au milieu des terrains secondaires en avant de la Zone axiale, ne sont pas enracinés, mais constituent des témoins charriés. Je ne rappellerai pas ici les divers stades de l'évolution des idées de M. Léon Bertrand¹; je me bornerai à rappeler, en quelques mots, la conception qu'il a exposée en détail dans son ouvrage fondamental de 1907 [30] et qu'il a traduite graphiquement dans les cartes et les planches de coupes qui accompagnent cet ouvrage, ainsi que dans les Feuilles géologiques au 1/80.000 de Quillan, de Foix et de Bagnères-de-Luchon, parues ultérieurement.

La proposition fondamentale de M. Léon Bertrand est la suivante :

« *Le bord septentrional des Pyrénées, au nord de la zone primaire centrale, montre un régime de nappes empilées venues du sud et par suite poussées vers le nord* » [30, p. 25].

M. Léon Bertrand découpe le versant nord des Pyrénées en quatre nappes qui se seraient empilées en avant de la Zone axiale dont elles sont issues. Ces nappes sont dites respectivement nappes Z, A, B et C. Les deux dernières, qui sont les plus élevées, ont amené, dans leur entraînement vers le Nord, des masses souvent extrêmement puissantes des couches primaires et cristallines qui formaient leur substratum stratigraphique originel. De la sorte, auraient été « emballés » dans les nappes B et C tous les massifs hercyniens situés en avant de la Zone axiale.

« Au nord du massif primaire central se trouve une zone de terrains secondaires, avec massifs primaires isolés (*zone nord-pyrénéenne*), qui montre un empilement de trois séries secondaires, où se répète d'ailleurs la même succession stratigraphique; celle-ci est par contre très différente et même complémentaire de celle qui existe dans la *région sous-pyrénéenne* septentrionale, ainsi que dans la bordure méridionale des Pyrénées. La série inférieure (A) chevauche, vers le Nord, sur la région sous-pyrénéenne; mais, au Sud, elle est en connexion normale avec la zone primaire centrale et forme sa bordure *en place*. La seconde série (B) a été charriée vers le Nord par dessus la précédente, arrachant à sa base des paquets de terrains primaires arrachés à la partie supérieure de la zone centrale. La nappe supérieure (C), qui commence à se montrer dans l'Ouest de la Feuille de Quillan, y est principalement formée de terrains primaires, avec petits témoins de leur couverture secondaire. » [29, p. 890].

M. Léon Bertrand attribue à la nappe supérieure C les Massifs de Bessède, de Camurac, du Saint-Barthélemy, de l'Arize et de la Barousse. Les Massifs de l'Agly, de Salvezines, du Picou de la Montjoie, de Montaillou, celui des Trois-

¹ Le lecteur est invité à consulter, à ce sujet, l'analyse qu'en a faite lui-même M. Léon Bertrand dans son ouvrage de 1907, en un paragraphe intitulé « Historique de mon hypothèse des nappes charriées » [30, p. 391]. Les coupes schématiques des figures 3, 4 et 6 du même travail traduisent les divers stades de la conception de M. Léon Bertrand : enracinement sur place du Saint-Barthélemy avec un simple chevauchement vers le Sud (fig. 3); interprétation du Saint-Barthélemy comme étant le témoin d'une nappe plongeante venue du Sud et séparée de sa racine (fig. 4); distinction de deux nappes superposées au-dessus de la couverture régulière de la Zone axiale (fig. 6).

Seigneurs et de Castillon, enfin celui de Milhas appartiendraient à la nappe B.

Au milieu du complexe des nappes seraient ouvertes des fenêtres tectoniques : celles de la Forêt de Boucheville, du bassin de Nalzen, de Tarascon et d'Oust-Massat. A Massat, comme à Saurat dans la fenêtre de Tarascon, on verrait, sous l'empilement des nappes supérieures, des couches plus récentes du Crétacé supérieur qui ne se montrent, en dehors de ces fenêtres, que dans la région sous-pyrénéenne située plus au Nord. Ceci démontrerait que la série A, quoiqu'enracinée, a toutefois subi un fort charriage vers le Nord. Une partie du substratum de cette série A aurait elle-même subi un entraînement horizontal suffisant pour que l'on puisse la séparer tectoniquement de la région sous-pyrénéenne proprement dite, elle seulement affectée de plis autochtones faiblement déversés vers le Nord, et en faire une *nappe pré-pyrénéenne*.

Présentant un essai de synthèse stratigraphique, M. Léon Bertrand croit pouvoir reconnaître sur le versant nord des Pyrénées, indépendamment des terrains sous-pyrénéens qui comportent du Crétacé supérieur et de l'Eocène, quatre séries secondaires différant par leurs caractères et coïncidant avec les unités que la structure tectonique lui a permis de distinguer.

Tandis que, séparée de la zone sous-pyrénéenne par une surface de chevauchement, la série pré-pyrénéenne Z est nettement pyrénéenne par ses caractères tectoniques, elle se rattache plutôt au point de vue stratigraphique à la région sous-pyrénéenne, car les terrains inférieurs au Cénomaniens n'y ont habituellement qu'un développement minime, alors que ceux-ci sont exclusifs dans les séries A, B et C. La série Z a ainsi des caractères mixtes ; la zone pré-pyrénéenne est une zone intermédiaire.

Les séries nord-pyrénéennes A, B et C comprennent du Trias, du Jurassique et du Crétacé inférieur jusqu'à l'Albien inclus. Ces couches se seraient déposées, pour M. Léon Bertrand, dans un *géosynclinal nord-pyrénéen* « situé principalement sur l'emplacement de la partie septentrionale de la zone primaire centrale actuelle ». Formées sur les bords de ce géosynclinal, la série A vers le Nord, comme la série C vers le Sud, sont indemnes de métamorphisme.

Au contraire, les couches de la série B, qui occupaient primitivement l'axe du géosynclinal, sont très profondément modifiées par un métamorphisme que M. Léon Bertrand qualifie de métamorphisme général.

« Dans la partie axiale du géosynclinal, un métamorphisme général assez intense, probablement corrélatif de l'ascension de la granitisation dans le substratum primaire, modifia profondément les couches secondaires en marmorisant sur de grandes étendues les calcaires liasiques et jurassiques et ceux de l'Urgo-Aptien, et en atteignant même parfois aussi les couches marneuses de l'Aptien supérieur et de l'Albien, qui furent transformées en couches noires durcies, d'un faciès très spécial. Ce métamorphisme fut accompagné, dans certains points, par le développement de roches intrusives basiques (ophites et lierzolites) dans les calcaires marmoréens » [30, p. 540].

Postérieurement à la publication de cet important mémoire, M. Léon Bertrand décrivait une autre fenêtre tectonique, la fenêtre d'Arbas [33, 37], qui montrait sous le complexe des nappes un nouvel affleurement de Crétacé supérieur.

Puis, M. Léon Bertrand, interprétant à la lumière de sa conception nouvelle les documents publiés par Carez et M. Fournier, tentait d'étendre son essai de coordination à la partie occidentale de la chaîne [38, 39, 42, 43]. Il pouvait ainsi, en 1911, établir un « essai de carte structurale des Pyrénées » au 1/800.000 en couleurs, où étaient prolongées jusqu'à l'Océan les nappes Z, A, B et C. Sa conception tectonique de la structure des Pyrénées occidentales est matérialisée de la façon la plus complète par sa « coupe schématique des Pyrénées basques au sud de Tardets » [42, fig. 2]. La théorie séduisante de M. Léon Bertrand apportait ainsi une grande simplification dans la structure des Pyrénées occidentales et P. Termier croyait, lui aussi, pouvoir caractériser le Pays basque comme un « pays de nappes » [287]. P. Termier développait ainsi une opinion qu'il avait déjà émise en 1906, lors de la publication de la Feuille de Saint-Jean-Pied-de-Port.

Cependant, dès l'abord, l'ingénieuse synthèse de M. Léon Bertrand trouvait en Léon Carez un adversaire résolu. Dans un important mémoire [98], paru en 1912, Carez expose les raisons qui l'empêchent d'accepter les vues de son confrère. Après une critique très serrée, il « repousse catégoriquement les quatre nappes superposées de M. Léon Bertrand ».

Mais, pas plus que les objections maintes fois présentées par M. Fournier [137, 138], les conclusions de L. Carez n'avaient trouvé de crédit et la synthèse de M. Léon Bertrand, qui présentait une conformité séduisante avec les derniers progrès de la géologie, fut admise sans discussion par la majorité des savants.

Les controverses récentes, de 1926 à 1932.

La théorie de la chaîne de fond

Ce n'est guère qu'à partir de 1926 que la structure du versant nord des Pyrénées allait, après bien des vicissitudes, faire l'objet d'une nouvelle controverse.

J'avais moi-même en 1925, dans une note concernant la structure du front pyrénéen entre les vallées de l'Ariège et du Salat [400], conclu à la disposition synclinale du lambeau de Crétacé supérieur du vallon de Pradières, montrant qu'il reposait sur les terrains antécénomaniens du Pech de Foix, au lieu d'apparaître sous ceux-ci dans une fenêtre tectonique. Sans doute, mes observations étaient-elles très fragmentaires; elles ne m'en amenaient pas moins à établir la présence de Cénomaniens dans la nappe A, ce qui revenait à atténuer considérablement les différences stratigraphiques que M. Léon Bertrand avait cru pouvoir spécifier dans la série secondaire entre les différents éléments tectoniques nord-pyrénéens.

En novembre 1926, la découverte de *Caprina adversa* dans le marbre de Sarraucolles, c'est-à-dire dans la nappe B, amenait M. H. Douvillé à rechercher le rivage de la mer cénomaniennne jusque sur le front de la Zone axiale. En même temps, M. Douvillé faisait une remarque fort importante : trouvant difficilement l'origine du Massif de la Barousse sur la Zone axiale, il proposait, sans s'être, il est vrai, livré à des révisions de contours, de considérer ce massif « comme le noyau d'une grande voûte, d'un pli anticlinal disloqué » [149].

A la même époque, paraissait la thèse de M. Gaussen [143]. Cet auteur étudiait les formations végétales de la moitié orientale des Pyrénées et il faisait occasionnellement une description géologique de la région qu'il avait parcourue. Sans aucun commentaire, M. Gaussen proposait d'enraciner sur le bord septentrional de la Zone axiale, avec rejaillissement au Sud, le Massif de Castillon et des Trois-Seigneurs qui appartenait à la nappe B de M. Léon Bertrand. Si cette conception, illustrée par les deux coupes de la planche II et par la carte de la planche III du travail de M. Gaussen, amenait déjà une profonde restriction à la théorie des nappes, il convient cependant de remarquer que M. Gaussen ne mettait en doute ni l'existence de la nappe supérieure C, ni celle de toutes les fenêtres des Pyrénées centrales et orientales.

« La nappe C s'est avancée la dernière, recouvrant tantôt B, tantôt B et A. Comme le front de B n'est pas très loin vers le Nord, C s'est parfois largement déversé sur A en progressant assez loin vers le pays sous-pyrénéen. Cette nappe présente surtout des lambeaux de zone axiale qu'elle a transportés lors de son passage. Ces régions anciennes plus ou moins ceinturées de terrains secondaires sont, en partant de l'Est : le massif de la Barousse que la Garonne traverse dans la région du Pic du Gar, le Massif de l'Arget-Arize qui s'est logé au Nord de celui des Trois-Seigneurs entre le Salat et l'Ariège. Il se continue avec une fracture par le massif de Tabe qui est le plus haut de tous ces lambeaux primaires transportés au Nord de la chaîne principale.

L'érosion a sculpté ces divers terrains et, comme il arrive en pays de nappes, des fenêtres se sont creusées entre elles et laissent voir le substratum lui-même. Les principales fenêtres sont celles d'Oust sur le Salat, au confluent du Garbet : celle de Rabat près de Tarascon, entre les massifs de l'Arize-Arget, celui de Tabe et celui des Trois-Seigneurs. Enfin au Nord du Massif de Tabe, les terrains sous-pyrénéens se voient largement dans la grande trouée de Celles et de Nalzen » [143, p. 26].

C'est sur ces entrefaites que se place une intervention capitale de MM. Jacob et Astre. Dès le mois de janvier 1927, M. Astre avait pu observer que le contact anormal figuré sur la Feuille de Bagnères aux environs de Siradan, sur la rive gauche de la Garonne, entre la série de Siradan (série B) et la série de Thébe (revêtement propre du Massif de la Barousse et appartenant par conséquent à la série C), n'existait pas. De nouvelles observations, faites sur les deux rives de la Garonne, amenaient MM. Jacob et Astre [158]¹ à nier l'indi-

¹ Note présentée par M. Jacob à la Société géologique de France à la séance du 13 juin 1927.

vidualité de la nappe C à la traversée de la Garonne et à attribuer le Massif de la Barousse à la série B de M. Léon Bertrand.

« Pour conclure, sur le front du Massif de la Barousse à la traversée de la Garonne, tant sur la rive gauche que sur la rive droite, nous admettons l'existence d'un revêtement posthercynien normal, formé de terrains permians et secondaires et prolongeant tout simplement celui du Pic et de la Forêt du Gar. Ainsi, disparaît dans cette région, la distinction d'une nappe C et d'une nappe B. Pour nous, *tout doit être rapporté à un seul élément tectonique*, si l'on veut à la série B de M. Léon Bertrand » [158, p. 288].

M. Jacob publiait, en même temps, des « Considérations tectoniques sur les Pyrénées » [159], où il précisait l'état du problème en juin 1927. Les deux points alors acquis étaient les suivants : d'une part, l'enracinement de la série B en avant de la Zone axiale, d'autre part, l'assimilation du Massif de la Barousse à un des massifs primaires de la série B. La nappe C conservait toujours ses représentants plus orientaux, l'Arize et le Saint-Barthélemy ; mais, relativement à cette nappe supérieure, M. Jacob, reprenant une remarque déjà ancienne de Carez [96], qui veut que la Zone axiale, qui a comporté un revêtement posthercynien différent de celui des nappes nord-pyrénéennes, ne peut avoir donné naissance à celles-ci, proposait de rechercher la racine de C, non plus sur la Zone axiale, mais sur son bord septentrional.

« ... les charriages du versant français viennent bien du Sud, mais *on ne saurait chercher leur racine sur la Zone axiale*. Tout au plus, le plus élevé d'entre eux, celui qui correspond à l'élément C réduit aux Massifs de l'Arize et du Saint-Barthélemy correspond-il à l'avancée, au débordement vers le Nord du front même de la Zone axiale » [159, p. 292].

Peu de jours après la présentation de ces deux notes à la Société géologique de France, le 30 juin, paraissait l'ouvrage de Pierre Viennot. Cet auteur, considérant comme acquises les conclusions de M. Léon Bertrand relatives aux Pyrénées orientales et centrales, crut pouvoir étendre à toutes les Pyrénées occidentales françaises le même schéma structural. A travers le Béarn et le Pays basque, Viennot poursuivait jusqu'à l'Atlantique les unités tectoniques définies par M. Léon Bertrand dans la partie orientale de la chaîne.

« J'ai été conduit, par mes observations, à *admettre la prédominance dans les Pyrénées occidentales, des actions tangentielles génératrices de plis, chevauchements et grandes nappes de charriage*, conformément au style tectonique que M. Léon Bertrand a définitivement précisé dans les Pyrénées orientales et centrales, et dont il avait même prévu la généralisation vers l'Ouest, dans le secteur dont il m'a confié l'étude » [289, p. 259].

« *La théorie des grandes poussées tangentielles et des nappes de charriage développées sur une grande longueur* a été appliquée pour la première fois aux Pyrénées occidentales par MM. Léon Bertrand et Pierre Termier, après avoir été étayée par le premier de ces auteurs, dans le secteur oriental, sur une étude analytique détaillée. Elle a donné lieu à *une synthèse tectonique, dont mes explorations montrent par continuité la possibilité d'extension aux Pyrénées occidentales* » [289, p. 260].

La publication des notes de MM. Jacob et Astre incita P. Vienneot à des révisions et, le 29 août 1927, il généralisait au secteur de Haut-Nistos et à la vallée de la Neste les conclusions que l'étude des abords de la vallée de la Garonne avait suggérées à MM. Jacob et Astre. P. Vienneot reconnaît à son tour que le Massif de la Barousse ne peut appartenir à une unité tectonique indépendante de B.

« le contact anormal séparant sur la feuille de Bagnères-de-Luchon la série C de la série B n'existe pas au bord septentrional de la Barousse qui se présente bien comme un noyau anticlinal de la série B » [290].

Le 7 novembre 1927, P. Vienneot admettait aussi « la possibilité de l'enracinement de la série B » et il étendait cette notion à toute la Bigorre et au Béarn [292].

M. G. Astre avait étudié, peu de temps après Vienneot, la terminaison occidentale du Massif de la Barousse [3]. Les conclusions de M. Astre confirmaient ses précédentes observations à Siradan ; sauf pour quelques points de détail, au sujet desquels eut lieu un échange de vues entre les deux auteurs [4, 5, 294, 295], elles concordaient, pour l'essentiel, avec celles publiées en août 1927 par P. Vienneot, à savoir que, d'une part, dans le secteur de la Neste, comme dans celui de la Garonne, B et C ne pouvaient être considérées comme des unités tectoniques indépendantes et que, d'autre part, la série B s'enracinait dans la Bigorre sur le bord septentrional de la Zone axiale.

Ainsi la question s'était débattue dans des parages plus occidentaux que ceux où M. Léon Bertrand avait étayé sa théorie des nappes et, après les retouches déjà considérables que les derniers travaux venaient d'apporter à la conception tectonique de la partie occidentale de la chaîne, y avait-il lieu de se demander dans quelle mesure l'interprétation structurale des Feuilles de Bagnères-de-Luchon, de Foix et de Quillan devait, à son tour, être modifiée. En effet, si M. Léon Bertrand avait cru lui-même devoir apporter des modifications assez importantes à sa première conception de la partie occidentale de la chaîne, s'il avait accepté, à propos du travail de M. Gaussen, l'enracinement de la nappe B (Massif des Trois-Seigneurs et de Castillon), cet auteur maintenait toujours intégralement à l'Est de l'Ariège son complexe tectonique de trois nappes. C'est ainsi qu'il écrivait, en novembre 1927 :

« Si j'admets très volontiers que le massif primaire de la Barousse doit être considéré comme un repli de ma « nappe B » et non plus comme un témoin de la nappe supérieure C, l'existence de cette dernière me semble, en tout état de cause, indiscutable dans les parties orientales de la chaîne, qui ont été le point de départ de mon interprétation. L'existence de témoins de schistes cristallins et de terrains paléozoïques flottant sur les synclinaux créacés de la série B est indéniable en divers points du Pays de Sault, etc. »

« L'individualité de la nappe B dans cette région des Pyrénées de l'Aude ne saurait être douteuse, car le substratum de terrains secondaires appartenant à une série inférieure (A) y perce en de multiples fenêtres et, d'autre part, le contact avec cette série montre, en de nombreux points, de minces lames, très discontinues de

terrains primaires apparaissant à la base des terrains secondaires *métamorphiques* et les séparant de ceux, non métamorphiques, de la série inférieure » [53, p. 39].

Dès l'été 1927, nous entreprenions, M. Jacob et moi-même, l'étude de la région de Tarascon-sur-Ariège qui correspondait à un nœud tectonique de la plus haute importance, puisque l'on devait y voir, entre l'Arize, le Saint-Barthélemy, les Trois-Seigneurs et la Zone axiale, un empilement des nappes A, B et C au-dessus du Crétacé supérieur de Saurat, représentant de Z. Nos résultats, annoncés par M. Jacob dès novembre 1927, firent l'objet d'une note parue le 19 mars 1928 [161]. Les auteurs n'avaient trouvé, à la traversée de l'Ariège, qu'une seule série tectonique, au lieu de quatre nappes superposées. La fenêtre de Tarascon devenait simplement un synclinal complexe, dont le déversement paraît commandé par la résistance des massifs voisins qui sont tous enracinés.

« En résumé, la région de Tarascon ne se présente pas à nous comme une *fenêtre tectonique complexe*. Elle correspond à une *dépression synclinale* au milieu des trois massifs hercyniens du pourtour : Zone axiale, Trois-Seigneurs, Arize-Saint-Barthélemy. Ces trois massifs ont la même position profonde. Les terrains secondaires ont été respectés par l'érosion dans la région de Tarascon. Initialement, il faut les considérer comme appartenant à une couverture jetée sur les massifs précédents » [161, p. 76].

Les conclusions de notre note mettaient en cause toute l'interprétation de la Feuille de Foix.

Je consacrai les congés de Pâques à l'étude de l'autre grande « fenêtre » de la Feuille de Foix, la fenêtre d'Oust et de Massat, où l'on devait retrouver des témoins des quatre unités Z, A, B et C. Mes nouvelles observations confirmèrent pleinement notre interprétation du bassin de Tarascon, en me montrant, dans le prolongement occidental de ce dernier, une nouvelle zone synclinale qui s'allonge entre les Massifs de l'Arize et des Trois-Seigneurs. Les terrains du Crétacé supérieur s'y montrent transgressifs à la fois sur le socle de l'Arize et sur celui des Trois-Seigneurs, respectivement attribués à C et à B, et sur des terrains secondaires antérieurs au Cénomaniens considérés par M. Léon Bertrand comme une lisière de A ou de B. Dans une note parue le 7 mai 1928 [101] j'insistai, en même temps, sur le fait que la discordance du Cénomaniens sur son substratum plissé pouvait expliquer bien des dispositions en apparence aberrantes.

« En outre des relations tectoniques établies ci-dessus, je tiens à insister sur le fait, surtout bien observable à Maubésy et à Picaret, de l'indépendance des grès de Celles aussi bien vis-à-vis de ces lambeaux que des deux longues bandes décrites plus haut. On peut donc songer à une discordance des grès du Crétacé supérieur par suite de leur transgression sur un système de plis comportant des terrains hercyniens et englobant des lambeaux secondaires » [101, p. 133].

Au même moment, M. Roubault ramenait aussi à un synclinal le témoin de Crétacé supérieur d'Arbas et de Fougaron [259].

« ... le Crétacé supérieur, largement développé aux environs d'Arbas et de Fougaron, est un témoin respecté de la couverture déposée à l'époque correspondante. Il se présente en synclinal, mais en synclinal complexe avec nombreuses cassures et laminages, surtout sur le bord sud, témoignant ainsi de poussées vers le Nord ; ... »

M. Roubault devait, par la suite, développer ses observations dans un mémoire plus détaillé [262].

A travers les trois notes relatives aux régions de Tarascon, d'Oust et d'Arbas que nous venons de signaler, on voit se dessiner, entre deux rides de massifs hercyniens enracinés, celle jalonnée par l'Arize et le Saint-Barthélemy, au Nord, et celle où se situent les Massifs des Trois-Seigneurs et de Castillon et celui de Milhas, au Sud, un synclinal complexe de terrains secondaires, accident ayant joué à plusieurs reprises. Les lambeaux synclinaux de Crétacé supérieur de Saurat, d'Oust et d'Arbas remplacent la série longitudinale des trois fenêtres de M. Léon Bertrand ; ils sont discordants sur les terrains secondaires antécénomaniens.

A l'Est des régions dont il est ici question, un élève de M. Jacob, M. Ramière de Fortanier, étudiait la terminaison orientale du Saint-Barthélemy. Confirmant entièrement les observations que nous avons faites dans des parages plus occidentaux, il ne trouvait, au Nord du massif hercynien, qu'un flanc inverse régulier et non un charriage de C sur Z avec intercalation d'une lame de A. Vers la terminaison orientale du Saint-Barthélemy, M. Ramière observait un ennoyage du massif sous les calcaires du Pays de Sault.

« Sous réserve d'une étude plus détaillée, les calcaires du massif de la Frau semblent former une série unique, servant de couverture au Massif du Saint-Barthélemy et se poursuivant dans le pays de Sault » [248, p. 137].

M. Ramière étudiait aussi le bassin de Nalzen et il montrait, sur la bordure méridionale de celui-ci, le passage régulier du Cénomaniens au Sénonien. Il niait l'existence du contact anormal séparant la nappe Z du repli Y [247].

Pour être complet relativement à une bibliographie déjà copieuse, quoique s'étendant à peine sur deux années, il y aurait lieu de rendre compte ici des discussions latérales dont firent l'objet le métamorphisme de la série B, ainsi que la question de l'âge et du mode de gisement des roches vertes (ophites et lherzolites). M. Léon Bertrand [55], comme ses élèves, P. Viennot [300] et M. Roubault [261], croient à un métamorphisme géosynclinal. M. Jacob [163] explique le métamorphisme occasionnel des terrains secondaires par la serrée de ceux-ci entre la Zone axiale et les massifs de la Zone de l'Ariège, serrée qui a aussi pu provoquer la mise en placé des lherzolites.

Quoiqu'il en soit de ces discussions latérales, qui n'ont pas un rapport immédiat avec les questions structurales qui nous occupent, l'état de ces dernières au début de l'été 1928 était déjà fort avancé. Au moins pour les points essentiels, les feuilles de Bagnères-de-Luchon et de Foix avaient été entièrement révisées

et l'on pouvait étendre à tout leur territoire les conclusions des études faites l'année précédente sur la rive gauche de la Garonne, à savoir qu'il est impossible de distinguer plusieurs séries tectoniques. Comme précédemment celui de la Barousse, les Massifs de Milhas, des Trois-Seigneurs-Castillon, de l'Arize et du Saint-Barthélemy s'enracinaient en avant de la Zone axiale. Cet état de la question était précisé le 7 mai dans une note [162] où M. Jacob constatait que les prévisions suggérées par l'étude du bassin de Tarascon trouvaient leur vérification.

Cependant, M. Léon Bertrand publiait, le 4 juin 1928, le programme de la Réunion extraordinaire que devait tenir en septembre la Société géologique de France dans les Pyrénées. Il était encore formel quant à la distinction des nappes Z, A, B et C sur les Feuilles de Foix et de Quillan. La Réunion prévoyait une étude spéciale et détaillée des environs de Tarascon-sur-Ariège et l'examen de toute la Feuille de Quillan. Les révisions de M. Jacob et de ses élèves ne dépassaient pas alors vers l'Est le Saint-Barthélemy. Force nous fut de pousser plus loin nos observations et d'entreprendre l'étude de la Feuille de Quillan.

Je publiai d'abord, avec M. Ramière de Fortanier [102], le résultat de notre révision du chaînon du Pech de Foix. La terminaison orientale de cet accident nous avait montré son enracinement indiscutable sous le Nummulitique de Péreille dans une ride du pays sous-pyrénéen, conformément aux idées des anciens auteurs, de Carez en particulier, et contrairement à l'opinion de M. Léon Bertrand, qui voyait dans le Pech de Foix un lambeau de sa nappe A reposant, par l'intermédiaire d'une lame cénomaniennne rangée dans Z, sur l'avant-pays sous-pyrénéen, ou sur une digitation supplémentaire de nappe, dite Y. Entre l'Anticlinorium du chaînon du Pech de Foix et le Massif du Saint-Barthélemy, l'ancienne fenêtre de Nalzen devenait tout simplement le Synclinorium de Nalzen. Ces résultats étaient en parfait accord avec mes observations plus anciennes relatives au vallon de Pradières [100] et ils donnaient à celles-ci leur signification exacte.

Puis, je passai à l'examen de la Feuille de Quillan, dans l'intention de préciser la situation tectonique des trois importants massifs hercyniens de Bessède, de Salvezines et de l'Agly qui s'y montrent isolés au milieu des terrains secondaires au Nord de la Zone axiale.

La révision complète des contours du Massif de Bessède, qui était pour M. Léon Bertrand le témoin le plus oriental de la nappe supérieure C, m'amena, dès le 11 juin 1928 [103], à l'enraciner sous les terrains secondaires du Pays de Sault dans le prolongement oriental du socle du Saint-Barthélemy. Après les représentants plus occidentaux de la nappe C, Barousse, Arize et Saint-Barthélemy, disparaissait avec le Massif de Bessède son dernier témoin.

« En résumé, tous les affleurements cristallins ou primaires que l'on rencontre entre le Saint-Barthélemy et la vallée de l'Aude (Camurac, bande de Belcaire et du moulin du Roc, massif de Bessède, Pas del Corps) appartiennent au substratum d'une

unique série secondaire. Ils ont la même position anticlinale que ceux du Saint-Barthélemy et peut-être aussi que ceux de la Salvezine et du massif de l'Agly, apparaissant dans le prolongement de la zone anticlinale complexe étudiée ici, zone découpée parfois en lames verticales ou pousées vers le Nord » [103, p. 1633].

Dépassant la vallée de l'Aude, j'étudiai ensuite [104] les relations du Massif de l'Agly et de la Zone axiale dans la région de Bélesta-de-la-Frontière vers l'extrémité orientale de la Feuille de Quillan. Je n'y trouvai point la terminaison d'une fenêtre par dessus laquelle se rejoindraient la Zone axiale et le Massif de l'Agly, comme l'indique la Feuille de Quillan, mais la terminaison d'un synclinal, le Synclinal métamorphique de la Forêt de Boucheville, qui sépare la Zone axiale du Massif de l'Agly enraciné en avant de celle-ci. L'examen de la bordure septentrionale du Massif de l'Agly, son morcellement vers sa terminaison occidentale, en particulier son passage à la lame anticlinale de Puilaurens, me fournissaient autant de confirmations de l'enracinement du massif, qui est seulement couché vers le Nord sur le Synclitorium de Saint-Paul-de-Fenouillet. Par voie de conséquence, s'enracinait aussi le Massif de Salvezines.

En même temps, M. Jacob qui avait, par ailleurs, bien voulu vérifier toutes mes observations antérieures, reprenait avec moi l'étude de la partie méridionale du Pays de Sault, celle comprise entre la Zone axiale et le Massif de Bessède. Nous levâmes ensemble les contours depuis Gesse, dans la vallée de l'Aude, jusqu'au méridien de Caussou, sur la bordure méridionale du Saint-Barthélemy. Là encore, toute distinction entre les séries A et B se révéla impossible et nous pûmes constater l'enracinement de tous les pointements hercyniens situés sur le territoire étudié, à savoir les massifs du Picou de la Montjoie, de Montaillou et de Camurac, ainsi que les affleurements de taille plus restreinte des environs de Comus. Nous précisions, en même temps, l'allure de l'enveloppement périclinal du Saint-Barthélemy par les calcaires secondaires du Pays de Sault, comme la disposition synclinale de la bande métamorphique de Caussou et de Lordat, qui se trouve pincée entre la Zone axiale et le Saint-Barthélemy.

Enfin, en ce qui concerne le front nord-pyrénéen sur la Feuille de Quillan, nos observations nous conduisaient à rattacher le bassin de Quillan et de Saint-Louis au domaine pyrénéen, de sorte que nous ne pouvions considérer la série Z comme constituant une nappe indépendante [164, p. 307].

Toutes les révisions conduites méthodiquement de l'Ouest à l'Est, depuis la Barousse jusqu'à la plaine de Perpignan, nous amenaient, M. Jacob et moi-même, à présenter, le 30 septembre 1928, à la séance d'ouverture de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Pyrénées une mise au point de notre conception structurale de toute la partie orientale du versant nord des Pyrénées [164]. Nous maintenions la négation des nappes Z, A, B et C et fournissions aux participants de la Réunion une conception opposée à celle qui avait inspiré la rédaction du programme des excursions.

Cette bibliographie antérieure à la Réunion de 1928 serait incomplète si je ne signalais que Pierre Viennot, au cours de ses révisions de la partie occidentale de la chaîne, avait émis l'idée que l'on pouvait rapporter certaines dispositions donnant l'impression de lambeaux de recouvrement à des accidents *enracinés*, d'apparence aberrante, qu'il appelait *extrusions*. Le terme fut employé pour la première fois par Viennot au sujet de l'accident en forme de croissant qui s'étend d'Armendarits à Hasparren, dès septembre 1927 [291]. Puis Viennot précisa, de la manière suivante, la définition de l'extrusion :

« *Ce type structural, très aberrant et non encore décrit, pour lequel je propose le nom d'extrusion, est caractérisé par la sortie brutale, au milieu d'une puissante série schisteuse, des couches du substratum de celle-ci, laminées, se montrant en disposition isoclinal avec les schistes, et sectionnées latéralement, de telle sorte que les rapports de ces couches et des schistes simulent un passage latéral brusque* » [296].

En 1928 Viennot suggérait la généralisation de sa conception des extrusions à de nombreux accidents du Pays basque, du Béarn et de la Bigorre [295] qu'il avait précédemment attribués à des lambeaux de recouvrement. Dans un mémoire intitulé « Première contribution à la connaissance des extrusions pyrénéennes » [303], Viennot risque quelques suggestions au sujet de l'application de la tectonique d'extrusions au territoire de la Feuille de Quillan.

Au sujet des discussions qui s'élevèrent pendant la Réunion de 1928 et des opinions qui y furent émises, en présence des faits, par les tectoniciens les plus éminents, je prie le lecteur de se référer au procès-verbal sommaire [255] et au compte rendu détaillé [256] qui ont été publiés dans le Bulletin de la Société géologique de France.

Un accord général, au sujet de la position tectonique profonde de tous les massifs hercyniens du versant nord des Pyrénées centrales et orientales, y fut acquis. De nombreuses révisions restaient toutefois à effectuer, tout un travail de coordination à assurer.

M. Jacob voulant bien me laisser collaborer très activement aux révisions des Feuilles de Bagnères-de-Luchon, de Foix et de Quillan, j'étudiai tous les points que je n'avais encore pu examiner que trop rapidement.

Le résultat de ma campagne de 1929 est consigné dans trois notes.

Dans la première [105], étudiant l'ennoyage du Massif de l'Arize vers sa terminaison occidentale sous les couches secondaires des environs de Saint-Girons, je conclus en ces termes :

« C'est à une sorte de *dualité tectonique* qu'est due la complexité structurale de toute la région considérée. En avant de la Zone axiale le massif de l'Arize a la même position profonde que celui de Castillon. Le revêtement sédimentaire commun aux deux massifs affecte l'allure d'un grand synclinal qui s'est couché sur le massif de l'Arize. Mais la série secondaire, en partie décollée sur la partie profonde, montre, en opposition à l'allure massive, en plis de fond, de l'Arize et du Castillon, divers accidents de détail du type habituel dans les plis de couverture : pli couché de Surroque, étirement du Tuc de la Juguelle, chevauchement de Montégut, décollement d'Atès, accident triasique de Montgauch. » [105, p. 1510].

L'étude de la région du Gar et du Cagire [406] me montrait, vers la terminaison orientale du Massif de la Barousse, un ennoyage de celui-ci sous un manteau continu de terrains secondaires, ennoyage tout aussi net que celui reconnu par Viennot et par M. Astre, deux ans auparavant, à l'extrémité occidentale du même massif. Cette observation me permettait d'établir la continuité profonde du socle entre la Barousse et le Massif de Milhas sous leur couverture secondaire commune.

« *La série du Gar, revêtement posthercynien de la Barousse, n'est pas distincte de la couverture du Massif de Milhas* » [406, p. 65].

Dans un Compte Rendu des Collaborateurs du Service de la Carte [407] j'apportai de nouvelles observations relatives à la structure de la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy et de l'Arize. J'y reconnaissais une succession régulière, seulement compliquée de renversements et d'étirements locaux. J'étudiai dans la même note quelques points litigieux de la Feuille de Quillan, en particulier la bordure septentrionale du Synclinorium de la Forêt de Boucheville et ses deux terminaisons, vers l'Est au-dessus du socle de l'Agly et vers l'Ouest sur le plateau calcaire du Clat.

Entre temps, une course faite en commun avec M. Dalloni nous avait amenés à reconnaître l'âge albien de toute la bande schisteuse du vallon de Belcaire, en établissant sa continuité avec les marnes albiennes de la vallée du Rébenty [417].

Au début de l'année 1930, paraissait la thèse de M. R. Buxtorf [61]. Ce travail était le résultat de minutieux levés effectués par l'auteur, sous la direction de M. Jacob, en 1926 et 1927, sur le front septentrional des Pyrénées au Nord de Saint-Girons. M. Buxtorf étudiait spécialement la Zone cénomaniennne dans sa partie comprise entre la vallée de l'Arize et celle du Salat et son contact avec les Petites Pyrénées. Ses conclusions sont en parfait accord avec tout ce qui a été dit précédemment. Même dans la zone de chevauchement frontal étudiée par M. Buxtorf, cet auteur ne voit qu'un déplacement tangentiel infime :

« J'abandonne ainsi l'idée d'un charriage du Cénomanienn et du Primaire sur les Petites Pyrénées et je suppose l'existence, *aussi dans la région de Camarade, d'un plan fortement incliné au Sud* » [61, p. 112].

M. Buxtorf étudie la position tectonique des complexes triasiques situés sur le contact anormal qui sépare la Zone cénomaniennne des Petites Pyrénées et il fournit, relativement aux massifs primaires qui surgissent dans la Zone cénomaniennne, une interprétation nouvelle.

« Tout en supposant que le substratum immédiat du Cénomanienn est en majeure partie formé par du Primaire — à l'exception de notre région des écaillles de Baup, où des terrains secondaires se rallient au Primaire — je crois que la terminaison latérale brusque des massifs primaires et la disposition du Cénomanienn dans leur voisinage indiquent plutôt de grands complexes détachés du substratum et poussés vers le haut, soit en conservant les rapports originaux avec le Cénomanienn (Betchat-Bagert), soit en s'en détachant (Contraazy-Camarade et Gausseran) » [61, p. 84].

Cette interprétation est illustrée par les coupes de la planche III du même

ouvrage, coupes très intéressantes par le style cassant qu'elles attribuent au socle nord-pyrénéen.

M. Léon Bertrand apporte en 1930 des observations fort instructives relativement à l'allure du chevauchement frontal pyrénéen dans la région de Betchat et de Salies-du-Salat. Dans plusieurs notes [56, 57, 58] il consigne les résultats de sondages exécutés en 1929 et en 1930. Les coupes que dessine M. Bertrand [58] sont, quant à l'allure d'ensemble du chevauchement frontal, identiques à celles publiées dans sa thèse par M. Buxtorf.

Dans le Livre jubilaire édité à l'occasion du Centenaire de la Société géologique de France, M. Jacob publiait, sur la structure de la chaîne pyrénéenne, une mise au point tenant compte de toutes les recherches des dernières années. Dans ce travail [166], accompagné d'une esquisse structurale en couleurs au 1/500.000 de toute la chaîne, est exposée dans ses grands traits la conception de la chaîne de fond que M. Jacob, développant une suggestion de M. E. Argand [2], avait proposée, dès sa première intervention en 1927 dans la nouvelle controverse dont était l'objet le versant nord-pyrénéen [160].

« La caractéristique des Pyrénées, bien différentes des Alpes, réside dans les nombreux affleurements de matériel hercynien qui prennent une part importante à leur constitution. C'est bien une chaîne de fond, comme l'a suggéré Emile Argand, et c'est exclusivement une chaîne de fond, où tout est commandé par les mouvements du socle, la couverture sédimentaire discordante poststéphanienne épousant ces mouvements ou subissant leur influence » [166, p. 404].

Succédant à la théorie des grandes nappes de recouvrement et des déplacements tangentiels de grande amplitude, la conception de la chaîne de fond s'est révélée peu à peu comme la seule qui puisse expliquer l'architecture très particulière des Pyrénées. Cette théorie a l'avantage d'être fondée sur l'observation directe ; elle rend parfaitement compte de toutes les particularités de la chaîne étudiée, notamment de la dualité tectonique qui tient au double comportement du socle rigide, d'une part, et du revêtement sédimentaire beaucoup plus souple, d'autre part.

On voit, en lisant la dernière mise au point de M. Jacob [166], quel tableau, sans doute provisoire sur certains points, mais toutefois harmonieux dans l'ensemble, permet de broser la conception de la chaîne de fond appliquée à l'ensemble des Pyrénées. Dans un cadre plus restreint, l'analyse structurale détaillée de la partie centrale et orientale du versant français, que je vais fournir et que je voudrais aussi objective que possible, apportera peut-être une contribution à la connaissance d'une chaîne de fond.

ANALYSE STRUCTURALE DÉTAILLÉE

CHAPITRE PREMIER

LES GRANDES UNITÉS STRUCTURALES DE LA FEUILLE DE QUILLAN

A l'Est du Massif du Saint-Barthélemy, sur la Feuille de Quillan, les accidents tectoniques nord-pyrénéens accusent une grande continuité. Des bandes longitudinales parallèles courent en direction E-W, en avant de la Zone primaire axiale.

Sur le méridien de Tuchan, la couverture propre du Mouthoumet passe sans discontinuité au repli le plus frontal de la couverture nord-pyrénéenne, à savoir l'*Anticlinal de la chaîne de Galamus et de la Forêt des Fanges*. Celui-ci, en avant duquel s'intercale déjà, à l'Ouest du Pic de Bugarach, le bassin de Quillan et de Saint-Louis, devient complexe sur la rive gauche de l'Aude, où plusieurs anticlinaux, constituant l'*Anticlinorium de la Forêt de Bélesta*, se suivent à travers le plateau de Belvis et jusque sur la bordure du Saint-Barthélemy.

Au Sud de cette ride anticlinale frontale, s'allonge, en direction E-W, le *Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet*. La carte au 1/200.000 (pl. IX) met parfaitement en évidence la longue bande synclinale complexe de marnes albiennes, continue sur 80 kilomètres depuis l'extrémité orientale de la Feuille de Quillan jusqu'à la bordure du Saint-Barthélemy. Cette bande occupe la remarquable dépression longitudinale suivie par la ligne de chemin de fer entre Estagel et Maury, emprunte au delà de l'Aude la vallée du Rébenty et remonte enfin sur le plateau du Nord de Belcaire et de la Forêt de Bélesta, en se morcelant en plusieurs replis secondaires.

Au Sud du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, la couverture secondaire se relève pour envelopper une vaste saillie anticlinale de fond sur laquelle s'alignent, en avant de la Zone axiale, toute une série d'affleurements du socle hercynien dont les principaux correspondent aux *Massifs de l'Agly, de Salvezines et de Bessède*.

Enfin, dans leur retombée au Sud des massifs hercyniens de la saillie Agly-Salvezines-Bessède, les terrains secondaires se disposent dans la *Zone synclinale des terrains métamorphiques* qui mène jusqu'à la Zone axiale.

Il convient de noter que la ride jalonnée par l'Agly, Salvezines et Bessède ne représente qu'une partie du prolongement oriental du socle du Saint-Barthélemy. En effet, ce dernier massif, beaucoup plus large, donne, en se morcelant vers l'Est, à la fois la ride qui court jusqu'à l'Agly et celle plus frontale de la Forêt de Bélesta. De part et d'autre du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, ces deux rides présentent des caractères assez différents. Au Nord, l'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta et son prolongement dans l'Anticlinal de la Forêt des Fanges et de la plaine de Galamus correspondent seulement à un repli complexe de la couverture. Le socle hercynien n'y affleure qu'exceptionnellement ; son action se faisant beaucoup moins sentir que dans les régions plus méridionales où il est moins profond, la structure est plus souple, moins rigide ; des bandes longitudinales s'accusent sur de vastes étendues dans la couverture secondaire très violemment plissée qui manifeste nettement une tendance à partir vers l'avant, à se coucher au Nord, pour chevaucher le revêtement propre du Massif du Mouthoumet. Ce dernier accident est le *chevauchement frontal pyrénéen*. Au Sud du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, les terrains primaires et cristallins affleurent au contraire en de nombreux pointements, au hasard des ennoyages transverses et des surélévations d'axe. Là, le socle hercynien est partout peu profond ; tout est commandé par lui et l'on saisit, bien mieux qu'à l'étude des régions plus septentrionales, la liaison intime des accidents de la couverture à ceux du socle.

Le plan de notre étude est tout tracé par cette énumération des accidents tectoniques nord-pyrénéens de la Feuille de Quillan. Nous analyserons ceux-ci l'un après l'autre, du Nord vers le Sud, un premier paragraphe étant consacré à l'étude du chevauchement frontal.

LE SYNCLINORIUM DE SAINT-PAUL-DE-FENOUILLET ET LES ACCIDENTS SITUÉS AU NORD DE CELUI-CI

SOMMAIRE

- I. — **Le front pyrénéen sur la Feuille de Quillan.**
 1. — *Le bassin de Quillan et de Saint-Louis. Le relai du chevauchement frontal du Pays de Sault et du chevauchement du Bugarach.*
Le bord septentrional du bassin de Quillan; le pli en genou du Bézu, amorce du chevauchement frontal du Pays de Sault.
La terminaison occidentale du bassin de Quillan.
Le bord méridional du bassin de Quillan, le pli-faille du Col Saint-Louis, amorce du chevauchement du Bugarach.
 2. — *Le chevauchement du Bugarach.*
Le recouvrement du Pic de Bugarach.
Le chevauchement frontal à l'Est du Pic de Bugarach.
 3. — *Le chevauchement frontal du Pays de Sault.*
- II. — **L'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta.**
La chaîne calcaire de Saint-Antoine-de-Galamus.
L'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta à la traversée de l'Aude et dans le plateau de Coudons. Les intercalations marneuses au sein des calcaires urgoniens.
La terminaison occidentale de l'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta.
- III. — **Le Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet.**
 1. — *La nature des couches du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet.*
 2. — *L'allure complexe du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet.*
La lame anticlinale de Puilaurens.
L'Anticlinale du Pic d'en Brosse.
Les lames calcaires anticlinales du SW de Quirbajou et du Château d'Able.
Les affleurements calcaires du Pech de Nadiou et du Rocher de Langlade.
 3. — *La terminaison occidentale du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet.*
La bande synclinale de marnes albiennes de la Forêt du Pinet et de la vallée de l'Hers.
Le plateau calcaire du Nord de Belcaire.
La bande synclinale de marnes albiennes du vallon de Roquefeuil et de Belcaire.

I. — LE FRONT PYRÉNÉEN SUR LA FEUILLE DE QUILLAN

Sur toute la Feuille de Quillan le domaine pyrénéen proprement dit est limité vers le Nord par un accident tectonique important, suivant lequel les terrains secondaires nord-pyrénéens (Trias, Lias, Jurassique et Crétacé inférieur) chevauchent le pays sous-pyrénéen qui, lui-même formé de terrains plus récents (Crétacé supérieur et Tertiaire), n'est autre que le revêtement propre du Massif du Mouthoumet. Sur le front nord-pyrénéen se relaient, de l'Est à l'Ouest, pour

constituer, suivant des dispositions variées qui vont être analysées, la lèvre chevauchante de l'accident, plusieurs des plis élémentaires de l'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta. C'est, d'abord, l'Anticlinal de la chaîne de Galamus et de la Forêt des Fanges, qui, de Padern à Saint-Louis, chevauche le pays corbiérien. C'est, ensuite, un repli plus frontal, le bassin complexe de Quillan et de Saint-Louis, qui, vers la traversée de l'Aude, est poussé sur le Crétacé supérieur et sur le Tertiaire de Saint-Ferriol et de Brénac. Ce sont, enfin, à l'Ouest de Coudons, de nouveaux plis de l'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta, qui, sur la bordure septentrionale du Pays de Sault, chevauchent le pays sous-pyrénéen de Puivert (fig. 1).

J'étudierai en premier lieu le bassin de Quillan et de Saint-Louis, car c'est dans le domaine de celui-ci que s'effectue un relais important du chevauchement. En examinant les bordures du bassin de Quillan, nous verrons naître les accidents qui se développent au delà latéralement, aussi bien vers l'Est que vers l'Ouest, sur le front pyrénéen.

1. — Le bassin de Quillan et de Saint-Louis. Le relais du chevauchement frontal du Pays de Sault et du chevauchement du Bugarach

Le bassin de Quillan et de Saint-Louis, dans lequel n'affleurent, au voisinage de la vallée de l'Aude, que des marnes albiennes fort redressées et reployées sur elles-mêmes, montre dans sa partie orientale, où il s'approfondit, le revêtement discordant de couches plus récentes. Celles-ci sont conservées à l'Est de Saint-Julia-du-Bec, dans la région de Saint-Louis, en un repli synclinal très dissymétrique, couché au Nord, et passant même localement, dans le vallon de la Coume-de-Bec, à un pli-faille. En même temps, le bassin de Quillan devient complexe dans cette partie orientale, où il s'accidente d'une ride anticlinale frontale très aiguë correspondant à l'*Anticlinal du Bézu*. Le noyau de ce dernier pli surgit dans plusieurs affleurements de Trias incomplètement enveloppés de calcaires urgoniens.

Le bord septentrional du bassin de Quillan : le pli en genou du Bézu, amorce du chevauchement frontal du Pays de Sault. — Sur le bord septentrional du bassin de Quillan, l'Anticlinal du Bézu, au Nord de Saint-Just, comme, plus à l'Ouest, dans la région de Saint-Ferriol (pl. VI, coupe 8) et au voisinage de la vallée de l'Aude, les marnes albiennes de Quillan, chevauchent les terrains sous-pyrénéens du revêtement propre du Mouthoumet. Le chevauchement, dont le plan atteint localement une inclinaison de 45°, comporte dans le détail des dispositions très variées, depuis longtemps reconnues¹ et que je ne décrirai pas ici.

¹ Voir en particulier : Carez [254, p. 522 et suiv., fig. 10, 11, 12, 13].

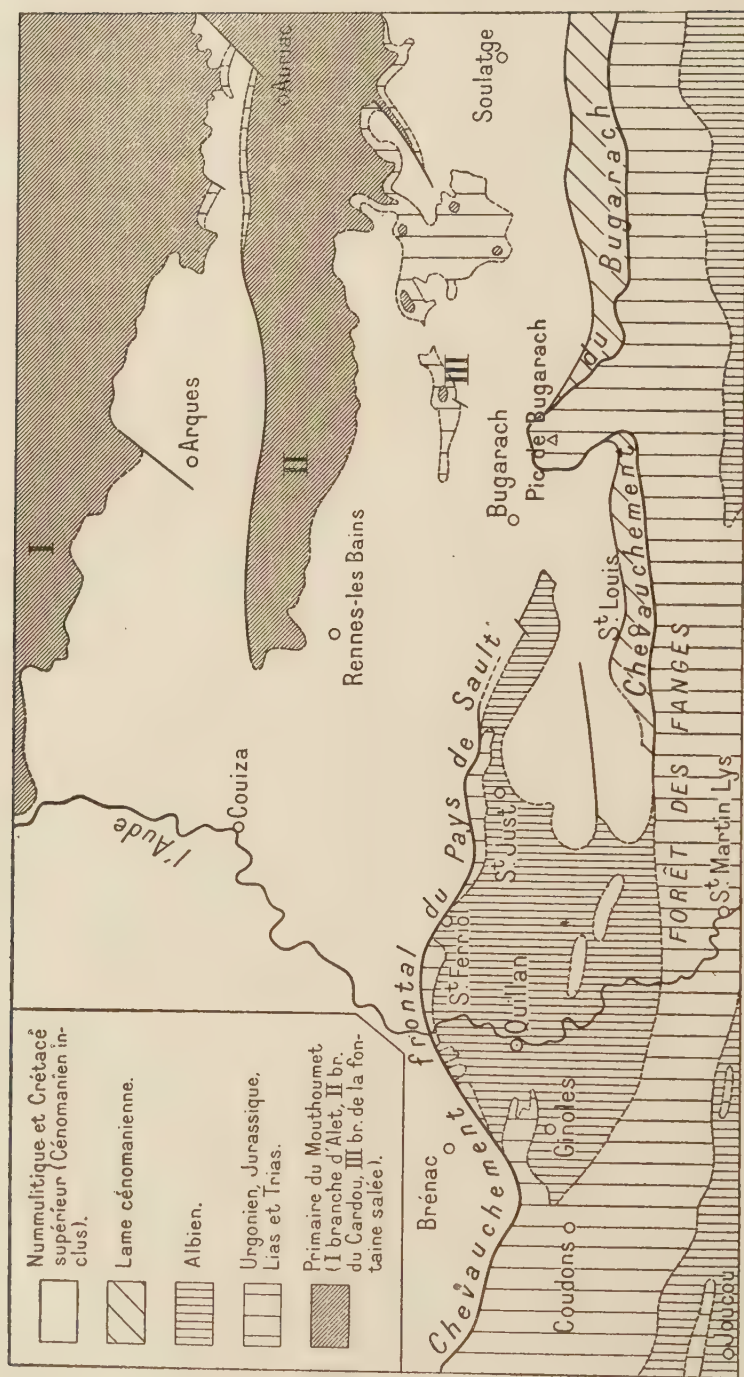


Fig. 4. — Esquisse structurale montrant le relai du chevauchement du Bugarach et du chevauchement frontal du Pays de Sault de part et d'autre du bassin de Quillan. — Echelle : 1/200.000.

Sur la rive gauche de l'Aude, le chevauchement de l'Anticlinal du Bézu passe à celui, tout aussi net, qui amène les Forêts du Trabanet, de Sainte-Colombe et de Bélesta à recouvrir les terrains sous-pyrénéens de Brénac, de Puivert et de Bélesta, chevauchement que l'on peut appeler le *chevauchement frontal du Pays de Sault*. Au contraire, le chevauchement du bassin de Quillan sur le Synclinal de Soulatge, ride la plus méridionale de la couverture du Mouthoumet, s'éteint très rapidement vers l'Est. De l'avis de M. Jacob, on ne peut plus le distinguer au Sud de Bugarach, où, l'Anticlinal du Bézu étant ennoyé, le Crétacé supérieur de Saint-Louis serait en continuité avec celui du Synclinal de Soulatge, avant de disparaître lui-même sous un chevauchement d'origine plus méridionale, le chevauchement du Bugarach. Nous allons maintenant examiner comment naît ce nouveau chevauchement sur le bord méridional du bassin de Quillan.

La terminaison occidentale du bassin de Quillan. — L'allure emboîtée des auréoles, successives vers l'Ouest, du bassin de Saint-Louis et de Quillan, où l'on voit le Crétacé supérieur vers Gascons, puis le Cénomanién sur le méridien de Saint-Julia-du-Bec se terminer en hauteur vers l'Ouest par surélévation d'axe du bassin dans cette direction, accuse déjà très nettement une disposition synclinale. Or, à leur tour, les marnes albiennes se terminent bien en synclinal sur la rive gauche de l'Aude au NE de Coudons.

La disposition réalisée sur le bord méridional du bassin de Quillan, dans la vallée de l'Aude, à la sortie aval des gorges de la Pierre Lys, est particulièrement caractéristique (pl. VI, coupe 8). Sur les deux rives de l'Aude, aussi bien à l'Est de la vallée à la sortie du tunnel qu'à l'Ouest dans la tranchée de la route d'Axa¹, on peut observer, dans une série de couches *rigoureusement verticales*, le passage régulier des schistes noirs albiens de Belvianes aux calcaires urgoaptiens à *Toucasia* de la Pierre Lys par l'intermédiaire des bancs noirs calcaréomarneux caractéristiques de la partie supérieure de l'Aptien.

Dans la vallée de l'Aude le bassin de Quillan succède régulièrement, vers le Nord, à l'Anticlinal de la Forêt des Fanges.

Sur la rive gauche de l'Aude, une falaise calcaire, continue par le sommet 1007, le Serret Blazy et le Bois de Montfort, suit le bord méridional du bassin albien, dominant les pentes marneuses qui descendent à la vallée de Ginoules. Au NE de Coudons les calcaires urgoaptiens enveloppent complètement la terminaison occidentale des marnes albiennes. Tandis que l'Albien remonte jusqu'à la route, pour se perdre en hauteur vers l'Ouest, sous lui la barre calcaire du Serret Blazy se relie sans aucune discontinuité à la falaise calcaire qui enveloppe vers le Nord l'Albien de Ginoules. Dissymétrique, la terminaison occidentale du bassin de Quillan n'en est pas moins une terminaison synclinale absolument typique. La disposition qu'elle réalise s'oppose formellement à l'opinion qui voudrait isoler le bassin de Quillan des couches nord-pyrénéennes plus méridionales par un accident tectonique important. Elle est en accord parfait avec l'observation, précédemment rapportée, du passage continu des couches de Quillan à celles de la Forêt des Fanges dans la vallée de l'Aude.

Le bassin de Quillan n'est qu'un repli synclinal frontal, d'ailleurs complexe, de la couverture nord-pyrénéenne.

Le bord méridional du bassin de Quillan; le pli-faille du Col Saint-Louis, amorce du chevauchement du Bugarach. — Revenons à la vallée de l'Aude, au Sud de Belvianes, et suivons, maintenant vers l'Est, le bord méridional du bassin de Quillan. La falaise urgonienne qui limite la Forêt des Fanges se poursuit, rectiligne et toujours verticale, en direction W-E. Elle est en contact vers le Nord, d'abord avec les marnes albiennes, puis, au delà du méridien de Saint-Julia, avec les couches cénomaniennes qui surmontent les précédentes. Très boisées, les pentes septentrionales de la Forêt des Fanges sont d'un examen particulièrement difficile; on peut cependant voir le front des Fanges se poursuivre au Sud du Cénomaniens jusqu'à 1 kilomètre à peine du Col Saint-Louis. Le pli des Fanges se couche progressivement vers le Nord, en même temps qu'apparaît son noyau anticlinal; la charnière du pli se rompt et, par suppression rapide du flanc inverse, l'Anticlinal de la Forêt des Fanges passe au *pli-faille du Col Saint-Louis*. C'est alors le noyau triasique du pli qui chevauche, par l'intermédiaire d'une lame cénomaniennne indépendante, les formations crétacées du bassin de Saint-Louis. Ce dernier, considérablement approfondi vers son extrémité orientale, participe au déversement général.

La disposition réalisée au Col Saint-Louis est ainsi très différente de celle que l'on observe dans la vallée de l'Aude. Examinons la coupe de la route du col à Parahou-Grand (pl. VI, coupe 6), plus complète que celle de la route qui suit le versant occidental du vallon: On y reconnaît, du Nord au Sud :

1° les schistes jaunes et les grès grossiers très redressés du Cénomaniens de Saint-Louis ;

2° le Trias, schistes rouges et calcaires jaunes, chevauchant les couches cénomaniennes suivant un contact incliné à 75° vers le Sud ;

3° l'Infralias, lumachelles à *Avicula contorta* ;

4° le Lias inférieur, calcaires bréchoïdes, calcaires rubanés, calcaires lithographiques ;

5° le Lias moyen, calcaires marneux et gréseux, marnes à Pectens, Bélemnites, Huîtres, Térébratules ;

6° les dolomies noires du Jurassique moyen, très étirées et reposant, d'après M. Dubar¹, sur quelques bancs de calcaires à Gastropodes et à Lamellibranches du Bajocien qui sont eux-mêmes directement superposés au Lias moyen avec suppression du Toarcien ;

7° les calcaires urgo-aptiens à *Toucasia*, formant l'énorme masse qui prolonge la bande de la Forêt des Fanges et qui, plus au Sud, s'enfonce régulièrement sous l'épaisse série des marnes schisteuses albiennes de Caudiés.

La coupe analysée intéresse une seule série secondaire ascendante du Nord

¹ G. DUBAR [128, p. 126 et 184].

vers le Sud, et dont les divers termes plongent de 75° au Sud. Cette série représente le flanc normal d'un pli-faille couché au Nord dont le noyau triasique chevauche directement les couches cénomaniennes de Saint-Louis.

On conçoit aisément comment le pli droit et complet de la Forêt des Fanges peut passer, en se couchant au Nord et en subissant la suppression complète de son flanc inverse, au pli-faille du Col Saint-Louis. Malheureusement la forêt très dense qui recouvre la crête des Fanges aux abords du Col Saint-Louis, au NW de la maison forestière, ne permet pas de suivre la continuité des couches liasiques et jurassiques jusqu'à leur ennoyage sous les calcaires urgoniens et d'observer nettement, vers leur terminaison, le dessin d'une charnière anticlinale avec reconstitution du flanc inverse du pli. Cependant, s'il n'est pas possible de tracer, avec une précision absolue, la limite des calcaires urgo-aptiens, on ne peut s'empêcher de remarquer que ceux-ci se terminent, sur le front de chevauchement des Fanges, à peu près à l'aplomb du croisement des routes à l'Ouest de Saint-Louis, c'est-à-dire en avant de la ligne qui prolongerait la bande de calcaires liasiques du col. Cette disposition paraît bien prouver l'encapuchonnement du Lias, sans doute régulièrement ceinturé de dolomies jurassiques, sous l'Urgo-Aptien, suivant une disposition différente de celle figurée par L. Carez sur la Feuille de Quillan.

L'accident du Col Saint-Louis se poursuit vers l'Est, où les calcaires du Lias inférieur, qui forment, au-dessus de la route de Parahou, une crête continue jusqu'au Sud de Lauzadel et se couchent progressivement vers le Nord, chevauchent la lame cénomanienne de Saint-Louis et de Parahou, soit directement, soit par l'intermédiaire d'affleurements discontinus de Trias. Vers le Sud, au-dessus des calcaires liasiques, le flanc normal du pli comporte toujours une succession régulière de Lias moyen, de dolomies jurassiques et de calcaires urgoniens. La disposition ainsi réalisée est donc exactement la même que celle décrite au Col Saint-Louis, l'inclinaison étant seulement moins forte; lorsque brusquement, au delà du Col de Bedan, en face de Lauzadel, apparaît, constituant au-dessus de la terminaison orientale du bassin de Quillan et de Saint-Louis le remarquable lambeau de recouvrement du Pic de Bugarach, le flanc inverse du pli.

L'étude qui précède appelle, relativement au relaiement du chevauchement frontal du Pays de Sault et du chevauchement du Bugarach, quelques remarques que je ferai ici, avant d'entreprendre l'analyse du splendide recouvrement du Pic de Bugarach.

1° Le chevauchement du Col Saint-Louis, qui dégénère dans le recouvrement du Pic de Bugarach et se poursuit, au delà vers l'Est, par le chevauchement du Bugarach, naît sur la bordure méridionale du bassin de Quillan et s'amorce dans le renversement, progressif vers l'Est, du pli des Fanges sur celui-ci. Quelle que soit l'importance de l'accident, sa genèse indique très nettement que *l'élément inférieur du chevauchement est tectoniquement lié à son élément supérieur*. Il en est de même pour le chevauchement frontal du Pays de Sault qui

s'amorce, au NE de Saint-Just, dans le pli en genou du Bézu, repli frontal du bassin complexe de Quillan.

2° Il est tout à fait remarquable que ce soit en même temps que s'éteint sur le bord méridional du bassin de Quillan, à l'Ouest du Col Saint-Louis, le chevauchement du Bugarach que naît sur le bord septentrional de ce même bassin, à l'Est du Bézu, le chevauchement frontal du Pays de Sault.

Il y a de la sorte, sur le front pyrénéen, un véritable *relais* des deux accidents. En d'autres termes, le chevauchement du Bugarach correspond au *doublement vers l'Est* du chevauchement frontal du Pays de Sault (fig. 1).

Ce relaïement longitudinal des accidents, cette contribution d'éléments structuraux différents dans la réalisation de dispositifs identiques, à savoir le chevauchement du front nord-pyrénéen sur le pays corbiérien et sur la région de Puivert et de Bélesta, est très caractéristique du style pyrénéen et, sans doute, de tout style tectonique imposé par le jeu du tréfonds. Les accidents surgissent brusquement; après un parcours plus ou moins long, ils s'éteignent aussi très vite, alors que d'autres naissent dans les plis voisins pour les relayer. Fournissant un exemple de plus de cette loi générale, les deux chevauchements frontaux, celui du Bugarach et celui du Pays de Sault, que nous allons suivre maintenant sur tout leur trajet, s'éteignent latéralement assez vite, eux aussi.

2. — Le chevauchement du Bugarach

Le recouvrement du Pic de Bugarach. — Le Pic de Bugarach constitue un splendide entablement rocheux, un bastion qui, s'élevant à 1231 mètres, s'avance hardiment vers le Nord au-dessus du Crétacé supérieur du bassin de Saint-Louis et du Synclinal de Soulatge. Il s'enracine au Sud dans la chaîne calcaire du Roc Paradet où se prolonge la série des Fanges; la flèche du recouvrement est de 2500 mètres environ.

La superposition de la série du Pic aux couches crétacées plus récentes, reconnue par Carez ¹ dès 1889, est mise en évidence d'une manière indiscutable

¹ Depuis Vène [288] et d'Archiac [4] la situation très particulière du Pech de Bugarach, avancé comme un saillant pyrénéen au milieu des couches crétacées, avait frappé les géologues et Vène, d'Archiac, comme, après eux, Cayrol [410], de Lacvivier [488] et Viguiier [307], avaient remarqué que le Crétacé supérieur de Saint-Louis paraissait bien s'enfoncer sous les terrains plus anciens du Bugarach; mais les auteurs invoquaient, pour expliquer cette disposition, des discordances stratigraphiques et ils considéraient la masse du Pech comme surélevée au milieu d'un réseau de failles verticales.

C'est à Carez que revient le mérite d'avoir reconnu, dès 1889 [74, 75, 76], que le Pech de Bugarach correspond à un lambeau de recouvrement. Quoique Roussel [264, 267, 271, p. 98, 272, 275, 276] et Stuart-Menteath [286] aient, entre temps, cru devoir rapporter le Pech de Bugarach à un îlot dévonien, à un « pilier resté debout d'un ancien plateau émergé », du fait de la ressemblance, d'ailleurs très discutable, des dolomies jurassiques, qui en constituent la majeure partie, avec des dolomies dévoniennes, Carez maintient son interprétation première et exprime dans plusieurs notes [77, 78, 254, 80, 87, 88, 91, t. V, p. 3300] son opinion à ce sujet, opinion partagée par de Grossouvre [147, 148] qui fournit une étude minutieuse des soubassements du Bugarach. Carez reconnaît toutefois l'âge crétacé supérieur et

par l'examen de la périphérie de la masse antécénomaniennne. Déjà, sur le versant nord de la montagne, au pied de la muraille de calcaires urgoniens verticaux qui la limite, on peut voir les couches crétacées ¹ plonger vers le Sud ; mais la disposition la plus caractéristique est celle réalisée sur le revers occidental du pic, surtout dans le vallon de Lauzadel. L'intersection du plan de chevauchement et de la surface topographique reste bien au-dessus de la route de Bugarach à Saint-Louis. Son tracé, avec, au-dessus de Lauzadel, une inflexion très nette vers l'Est dans la direction de Campeau, indique que le plan de recouvrement est très voisin de l'horizontale.

Je ne m'attarderai pas à décrire les accidents du soubassement du Bugarach, c'est-à-dire la disposition réalisée vers la terminaison orientale du bassin de Saint-Louis, que M. Jacob vient, depuis peu, d'étudier à nouveau. Je signalerai seulement, d'après les renseignements que M. Jacob a bien voulu me fournir, que la lame cénomaniennne que nous avons vue s'individualiser sur le bord méridional du bassin de Saint-Louis est recouverte par la masse du Bugarach et qu'elle vient au jour à nouveau à l'Est du pic, où elle constitue encore une écaïlle indépendante qui chevauche le Synclinal de Soulatge (fig. 1).

Mais venons-en à l'étude de la masse chevauchante du Pech. Une coupe méridienne (pl. VI, coupe 5) y révèle la succession régulière des divers termes du flanc inverse du pli couché dont le flanc normal est représenté par la série du Col Saint-Louis.

Une étroite barre verticale de calcaires urgoniens à *Toucasia* constitue la haute muraille ² faisant face au Nord et au NE et se poursuit sur tout le revers oriental du Pech en une bande continue. Quelques bancs schisteux, intercalés dans les calcaires, sont pétris d'Orbitolines et d'*Exogyra aquila*. Plus au Sud, la masse principale du Pech est constituée par des dolomies noires du Jurassique moyen ; verticales, ces dolomies forment le sommet 1231, ainsi que les pentes occidentales profondément ravinées de la montagne. Elles sont suivies vers le

la situation normale des lambeaux de Camps, de Cubières, de Peyrepertuse et de Duillac, qu'il avait primitivement attribués à l'Urgonien et considérés comme charriés au même titre que le Bugarach.

¹ Ainsi que l'ont signalé Carez [254, p. 496] et de Grossouvre [148], on trouve sur le versant septentrional du Pech de Bugarach, au pied de l'escarpement rocheux, des témoins très étirés représentant le flanc inverse du synclinal du substratum reployé sous la masse chevauchante. Sous le mur de calcaires urgoniens on voit pointer localement, au milieu de puissants éboulis, des assises marneuses et gréseuses à Caprines et à Orbitolines (Cénomanienn), suivies au Nord de marnes gris bleu et de calcaires à *Hippurites bioculatus* (Turonien), surmontant elles-mêmes les marnes à *Micraster* (Coniacien) du Synclinal de Soulatge.

² Au pied de la muraille urgonienne s'étendent, sur les pentes du Pech de Bugarach, de très puissantes formations d'éboulis. Ceux-ci forment, au-dessous d'une frange continue qui suit le bas de la muraille, des îlots distincts, complètement isolés, superposés çà et là aux couches du Crétacé supérieur. Des blocs urgoniens de grande taille constituent le vaste lambeau qui s'étend au SE du village de Bugarach et que Carez avait cru devoir représenter sur la Feuille de Quillan comme un lambeau de recouvrement. C'est également à des masses écroulées que l'on doit attribuer des témoins urgoniens plus orientaux, en particulier celui du Nord des Roubis.

Sud par une épaisse série de calcaires liasiques, toujours très redressés. De part et d'autre d'une gouttière synclinala qui amène les calcaires liasiques à redescendre vers le Sud le long de la crête que coupe, à Collade-grande, le chemin de Lauzadel à Campeau, le noyau triasique du pli, régulièrement ceinturé de couches rhétiennes, affleure sur les pentes qui surmontent Lauzadel, où le Trias recouvre directement les marnes cénomaniennes, et dans la dépression de Campeau. La charnière anticlinale est très dissymétrique : les couches rhétiennes sont en effet verticales au Nord de celle-ci, tandis qu'au Sud elles plongent de 45° vers le Sud, pour s'enfoncer régulièrement sous la série du Roc Paradet, où le flanc normal du pli couché comporte, dans le prolongement direct des mêmes couches observées au Col Saint-Louis, Lias inférieur, Lias moyen, Dogger et Urgo-Aptien.

La masse du Pech de Bugarach correspond bien au flanc inverse du pli couché, issu du déversement de l'Anticlinal de la Forêt des Fanges, dont le flanc normal, plongeant de 45° au Sud, est représenté par la série du Col Saint-Louis et du Roc Paradet et dont l'axe est occupé par le Trias de Campeau. Mais il convient de remarquer l'allure dissymétrique de la charnière anticlinale du pli, ainsi que la subverticalité des couches de son flanc inverse, celles du Pech, qui reposent par leur tranche sur leur soubassement de Crétacé supérieur.

A l'Ouest de Campeau, le noyau triasique du pli couché du Bugarach se poursuit dans le vallon qui descend aux Roubis. De part et d'autre de l'affleurement triasique, tandis que le flanc normal du pli offre une succession toujours régulière et complète dans le massif du Roc Paradet, le flanc inverse subit, suivant la crête passant par les cotes 1045 et 927 et prolongeant les hauts reliefs du Bugarach, un étirement progressif vers l'Est. La crête 1045-927 est bien, comme l'indique Carez, formée de calcaires urgo-aptiens qui se reliaient sans discontinuité à la muraille urgonienne du versant nord du Pic de Bugarach. J'ai pu, en plusieurs points de cette longue bande, par place, très étirée et partout verticale, trouver en quantité des sections de *Toucasia*, à côté de bancs souvent pétris d'Orbitolines ; l'identification de ces calcaires ne fait donc aucun doute. Si la bande urgonienne se poursuit ainsi ininterrompue dans le prolongement oriental, d'épaisseur fort réduite, du flanc inverse de Bugarach, les dolomies jurassiques, qui d'ailleurs ne formaient plus à l'Est du sommet 1231 qu'une très étroite bande, y sont, par contre, complètement étirées dès le ravin qui court à l'Ouest de la cote 1045. Les calcaires urgoniens sont directement suivis par une étroite bande de calcaires liasiques, au Sud desquels les argiles triasiques affleurent tout au long du vallon des Roubis. Il semble bien que la disparition des dolomies jurassiques soit le résultat, non seulement de leur étirement, mais aussi du chevauchement sur celles-ci et sur une partie des calcaires liasiques de la bande urgonienne refoulée vers le Sud par contre-poussée. Dans la majeure partie de son parcours, la bande urgonienne s'enracine encore en avant des couches plus anciennes ; mais, à l'Est du mamelon 927, on la voit quitter

le bord frontal du flanc inverse, pour venir se terminer en extrémité libre sur les calcaires du Lias inférieur.

En face des maisons en ruines des Roubis, n'est plus représentée, au Nord des couches triasiques, qu'une étroite bande de calcaires liasiques plongeant de 45° vers le Sud et recouvrant des marnes feuilletées noires, sans doute déjà cénomaniennes¹, qui passent plus bas à des couches calcaréo-gréseuses à Orbitolines et à Căprines affectées des mêmes pendages.

Le chevauchement frontal à l'Est du Pic de Bugarach. — A l'Est du Pic de Bugarach se poursuit, d'une manière continue, jusqu'aux environs de Padern, le chevauchement frontal des terrains nord-pyrénéens sur la lame cénomaniennne de Cubières et de Cucugnan qui prolonge celle de Saint-Louis et de Parahou. Ce chevauchement est toujours doublé vers le Nord par celui de la lame cénomaniennne sur le Crétacé supérieur du Synclinal de Soulatge.

Le Pic de Chalabre, formé de calcaires liasiques plongeant au Sud et couchés sur les marnes cénomaniennes, est encore, dans le prolongement de celui plus complet du Pic de Bugarach, un témoin du flanc inverse de l'Anticlinal de la chaîne de Galamus. Plus au Sud, le noyau du pli montre des marnes rhétiennes et des argiles triasiques et son flanc normal est constitué par la série jurassique et crétacée du Roc Paradet (pl. VI, coupe 4).

Au Sud de Camps, le flanc inverse s'étire et jusqu'à Padern, réalisant la même disposition qu'au Col Saint-Louis, l'Anticlinal de la chaîne de Galamus vient en contact avec la lame cénomaniennne, soit par son noyau triasique, soit par les termes inférieurs de son flanc normal. En suivant le front de chevauchement au Sud de Cubières, de Duillac et de Cucugnan, on voit l'amplitude de ce chevauchement décroître, l'inclinaison de la surface de contact devenant vite très forte, en même temps que l'Anticlinal de la chaîne de Galamus se redresse progressivement de l'Ouest à l'Est. D'après de récentes observations encore inédites de M. Jacob, la masse chevauchante s'enracine même en avant du front de chevauchement dans plusieurs replis légèrement obliques au tracé de celui-ci. C'est ainsi que l'on voit, au Sud de Duillac et de Cucugnan, des charnières de Trias et de Lias pointer sous les couches cénomaniennes discordantes. De la même façon, des replis de Crétacé supérieur s'engagent au-dessus de la lame cénomaniennne, l'un au Sud de Camps, l'autre au SE de Soulatge. Le chevauchement se décompose ainsi en une cascade de plis se chevauchant les uns les autres.

Il convient de noter le fait que, dans cette région frontale, les terrains secondaires sont encore liés au socle, au lieu d'évoluer, comme on pourrait le croire, à la façon de simples plis de couverture. Un petit affleurement paléozoïque pointe à l'Est de Cucugnan, dans la charnière anticlinale triasique du Col d'aix

¹. L'attribution à l'Albien des marnes des Roubis, faite par Carez sur la Feuille de Quillan, n'est fondée sur aucun argument paléontologique. Il en est de même des deux autres petits affleurements marneux plus orientaux, celui du moulin de Cubières, à l'entrée des gorges de Galamus, et celui du Nord du Col de Brézou, que je crois cénomaniens, comme le pense aussi M. Mengel [233].

Garbés. Déjà connu de M. Jacob, ce pointement du socle a été récemment signalé par M. Barrabé [41].

Le chevauchement frontal du Bugarach s'éteint dans les environs de Padern. Sur le méridien de Tuchan, le Synclinal de Soulatge se termine vers l'Est par relèvement de son axe et les couches secondaires de l'Anticlinal de la chaîne de Galamus passent sans discontinuité à la couverture propre du Massif du Mouthoumet.

Cette disposition nous donne de précieux renseignements concernant le rôle tectonique du Mouthoumet et les relations de ce massif avec le socle pyrénéen proprement dit. Ces questions seront traitées dans le chapitre réservé aux conclusions générales.

Quant au chevauchement du Bugarach, il nous apparaît, dès maintenant, comme *l'accident dû au déferlement vers le Nord, sur le Synclinal de Soulatge, d'une ride anticlinale qui naît au Sud de Tuchan dans la couverture commune au Mouthoumet et au socle nord-pyrénéen, à savoir l'Anticlinal de la chaîne de Galamus.*

3. — Le chevauchement frontal du Pays de Sault

Le relais occidental du chevauchement du Bugarach, que nous appelons le chevauchement frontal du Pays de Sault, s'amorce, avons-nous dit, à l'Est de Saint-Just dans le pli du Bézu ; il amène le bassin de Quillan, puis, à l'Ouest de Coudons, le Pays de Sault à chevaucher sur leur bordure septentrionale le revêtement propre du Massif du Mouthoumet.

Je ne m'attarderai pas à décrire ici les dispositions assez variées qui sont réalisées le long du front de chevauchement du bassin de Quillan. Elles ont été reconnues depuis fort longtemps et de nombreuses observations faites à leur sujet sont consignées dans le Compte rendu de la Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans les Corbières en 1893 [254]. M. Jacob a entrepris la révision de ces accidents et ses récentes études apportent de nouvelles précisions relatives tant à l'allure du chevauchement lui-même qu'à la structure du pays chevauché, décomposé en compartiments multiples par tout un système de cassures qui paraissent en relation avec les grands accidents du socle du Mouthoumet.

Dans les coupes de la planche VI, comme dans la carte au 1/200.000 (pl. IX), j'ai tenu compte des observations inédites qu'a bien voulu me communiquer M. Jacob. Sous le front de chevauchement qui est incliné à 45°, les terrains sous-pyrénéens sont reployés en un synclinal dissymétrique, dont le flanc méridional, redressé et très étiré, est en partie recouvert par les terrains nord-pyrénéens. C'est ainsi que le Crétacé supérieur disparaît à l'Ouest du village de Saint-Ferriol et que, par deux fois, sur les deux rives de l'Aude, au Signal de

Saint-Ferriol, d'une part, et sur le méridien de Lasserre, d'autre part, le front du chevauchement atteint presque l'axe de synclinaux nummulitiques. On retrouve toutefois par place des témoins des couches étirées ; la disposition la plus typique est celle que l'on peut observer au Signal de Saint-Ferriol, où des lambeaux très laminés de schistes cénomaniens, de marnes sénoniennes et de grès d'Alet sont conservés entre les calcaires thanétiens et les schistes albiens (pl. VI, coupe 8).

À l'Ouest du méridien de Coudons, le bassin de Quillan s'étant perdu en hauteur, ce sont les replis les plus frontaux de l'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta qui, sur la bordure septentrionale du Pays de Saulx, chevauchent directement les couches nummulitiques du Synclinal de Saint-Jean-d'Aiguesvives. Dès le Sud de Brénac, le Crétacé supérieur du flanc méridional du Synclinal de Saint-Jean-d'Aiguesvives disparaît sous le chevauchement du front nord-pyrénéen ; il n'apparaît à nouveau qu'au Sud de Bélesta. Au Sud du Bois de Montfort, des Forêts de Tury et du Trabanel, la lèvre chevauchante de l'accident est constituée par des calcaires urgoniens ou, par place, par une étroite bande de dolomies jurassiques.

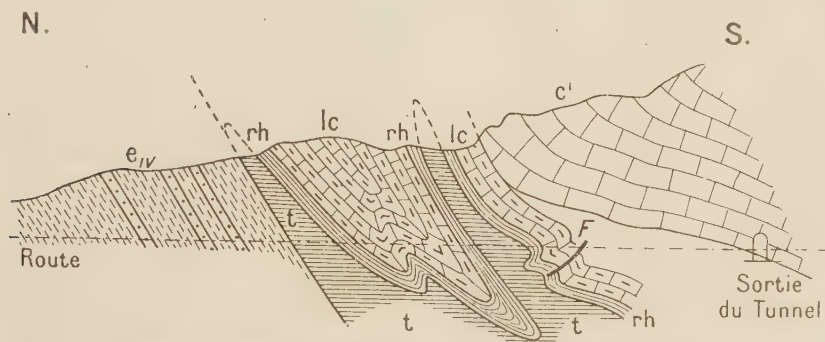


Fig. 2. — Coupe du front nord-pyrénéen le long de la route de Bélesta à Puivert au Nord du Col du Chandelier. — Échelle : 1/10.000.

t Trias ; **rh** marnes et calcaires en plaquettes rhétiens ; **lc** Lias inférieur (calcaires cristallins dolomitiques et cargneules) ; **c'** calcaires urgoniens ; **e_{IV}** grès, poudingues et argiles rutilantes du Sparnacien ; **F** petite faille de détail.

L'ampleur du chevauchement, dont le plan atteint une inclinaison de 45°, est très nettement mise en évidence, au Sud de Puivert, par l'allure des contours à la traversée du profond ravin que suit la rivière du Blau. Le front de la masse calcaire chevauchante dessine, entre la Forêt du Trabanel et la Forêt de Puivert, un rentrant vers le Sud très prononcé, si bien que les couches sparnaciennes atteignent dans le fond du ravin le petit hameau de Lescale. Sous le Col du Chandelier, la route d'Espezel à Puivert offre une belle coupe de la base de la série chevauchante (fig. 2). On y voit, en avant des calcaires urgoniens qui affleurent encore à la sortie du tunnel, le Trias apparaître à la base du cheva-

chement dans des replis de marnes rhétiennes et de Lias inférieur (cargneules et calcaires cristallins dolomitiques). Vers le Nord, le dernier affleurement triasique qui coupe la route chevauche les couches sparnaciennes (grès, poudingues et argiles rutilantes) suivant un contact incliné à 45°.

Au Roc de l'Homme mort, l'avancée de la masse urgonienne de la Forêt de Sainte-Colombe est telle que celle-ci recouvre presque entièrement le Synclinal de Saint-Jean-d'Aiguesvives et atteint presque le flanc sud, très étroit, de l'Anticlinal de Dreuilhe.

Plus à l'Ouest, toutefois, au Nord de la Forêt de Bélesta, le plan de chevauchement se redresse, en même temps qu'à la base de la série nord-pyrénéenne apparaît à nouveau une étroite bande de dolomies jurassiques, en avant du petit repli synclinal du vallon de Millet, où sont conservées des marnes albiennes.

La disposition change au Sud de Bélesta, où l'on voit se reconstituer, progressivement de l'Est à l'Ouest, le flanc méridional du Synclinal de Saint-Jean-d'Aiguesvives qui était étiré depuis le Sud de Brénac. Au Nord de la cote 812, un petit repli synclinal de calcaires thanétiens et d'argiles sparnaciennes se perd en hauteur vers l'Ouest au-dessus de Bicharole. En même temps que, plus au Nord, les couches nummulitiques de Bélesta s'écartent du front de chevauchement de la série nord-pyrénéenne, se dégagent successivement, le long de celui-ci, les assises garumniennes et le calcaire lithographique sur le versant oriental du vallon de Bicharole, puis, plus à l'Ouest, les marnes bleues sénoniennes, dans lesquelles est intercalée la splendide lentille de calcaire à Hippurites que recoupe la route de la Forêt de Bélesta à son brusque tournant au Nord de la cote 696. Le contact du Sénonien et des calcaires urgoniens coupe la vallée de l'Hers immédiatement au Nord de la Fontaine de Fontestorbes.

Ce n'est que sur la rive gauche de l'Hers, où l'étroite barre urgonienne de Picou et de Contés prolonge celle des sommets 696 et 812 et où les schistes albiens du vallon de Millet se poursuivent vers Fougax, qu'apparaît, en avant de la série nord-pyrénéenne, une bande de schistes cénomaniens qui, d'abord étroite, s'élargit plus à l'Ouest. Au Nord de celle-ci, les couches du Crétacé supérieur, dont la succession devient complète et régulière, forment le bassin de Nalzen et l'on voit ainsi *le chevauchement frontal du Pays de Saulx s'éteindre dans une série régulière couchée au Nord, qui représente tout simplement la couverture du Saint-Barthélemy disposée en flanc inverse sur la bordure septentrionale du massif.*

Le chevauchement frontal pyrénéen subit ici un nouveau relais ; un accident va naître en avant d'un repli plus septentrional, au Nord du chaînon du Pech de Foix.

En même temps que nous constatons déjà comment se vérifie la loi du relaiement longitudinal des accidents sur le front nord-pyrénéen, remarquons que le Synclinal de Saint-Jean-d'Aiguesvives et le bassin de Nalzen représentent en somme, au Sud de l'alignement du Dôme de Puivert et de l'Anticlinal de Dreuilhe, le prolongement du Synclinal de Soulatge qui court lui-même au Sud

de la branche méridionale du Mouthoumet, celle du Cardou. Nous verrons, après l'étude des régions plus occidentales, en particulier après l'analyse du chaînon du Pech de Foix, toutes les conséquences de cette remarque relativement aux rapports structuraux du socle du Mouthoumet et du socle nord-pyrénéen ¹.

II. — L'ANTICLINORIUM DE LA FORÊT DE BÉLESTA

Dans les pages qui précèdent j'ai été amené à parler maintes fois de la ride anticlinale qui s'allonge sur le front nord-pyrénéen, à travers toute la Feuille de Quillan, et correspond d'abord, à l'Est de l'Aude, à l'Anticlinal de la chaîne de Galamus et de la Forêt de l'anges, puis, devenant complexe sur la rive gauche de cette rivière, se poursuit, jusqu'à la bordure du Saint-Barthélemy, à travers les Forêts de Picaussel, de Sainte-Colombe et de Bélesta, où plusieurs plis constituent l'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta.

L'allure tectonique de cet ensemble nous est déjà connu et je ne donnerai ici que quelques précisions relatives à la nature des couches qui y affleurent, d'une part dans l'Anticlinal de la chaîne de Galamus, d'autre part dans le domaine plus occidental de l'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta.

La chaîne calcaire de Saint-Antoine-de-Galamus. — Nous savons que, vers Padern et Tuchan, la bande calcaire des gorges de Galamus est en continuité avec la couverture propre du Mouthoumet, qu'au delà vers l'Ouest elle est séparée de cette dernière par les couches crétacées du Synclinal de Soulatge et qu'elle ne représente elle-même que le flanc normal d'un anticlinal couché au Nord. Le flanc inverse du pli, dont le lambeau de Chalabre et celui du Pic de Bugarach sont des témoins, ne se reconstitue définitivement qu'à l'Ouest du Col Saint-Louis, en même temps que le pli se redresse. Ainsi, tout au long de son parcours au Nord de la dépression de Saint-Paul-de-Fenouillet, sauf sur les méridiens du Pic de Chalabre et du Pic de Bugarach, la chaîne calcaire du Château de Quiribus, du Plateau de Saint-Paul et des gorges de Galamus offre une disposition analogue à celle que nous avons reconnue au Col Saint-Louis.

Toutes les coupes que l'on peut relever à travers la chaîne calcaire révèlent la succession régulière des divers termes d'une série, ascendante du Nord vers le Sud, allant du Trias jusqu'aux marnes albiennes de la vallée de Maury et de Saint-Paul. Elles sont parfaitement comparables et ne diffèrent que par des dispositions de détail ² et par l'inclinaison des pendages qui, très redressés au

¹ Voir le chapitre des « Conclusions générales », p. 487.

² Au nombre de celles-ci, je citerai la suppression locale entre la Montagne de Capronne et les gorges de Galamus, sur environ 3 kilomètres, du Lias moyen et de la dolomie jurassique, chevauchés par les calcaires urgoniens qui, partant en avant, les débordent, pour venir, au Sud du Signal du Roc Serret, recouvrir en discordance mécanique les calcaires du Lias inférieur.

Sud de Cucugnan, se couchent progressivement au Nord, de l'Est à l'Ouest, pour atteindre 45° dans les gorges de Galamus.

Les coupes 1, 2, 3 de la planche VI montrent, au Sud de la lame cénomannienne de Cubières, la succession régulière des différentes couches que voici :

- 1) marnes rouges triasiques ;
- 2) cargneules, lumachelles et calcaires dolomitiques rhétiens ;
- 3) calcaires hettangiens¹ ;
- 4) calcaires du Lias inférieur, lithographiques et rubanés à leur sommet ;
- 5) calcaires marno-gréseux et schistes du Lias moyen, partout très fossilifères ;
- 6) calcaires du Lias supérieur² ;
- 7) dolomies noires du Jurassique moyen ;
- 8) calcaires urgo-aptiens, de couleur très claire, dans la masse desquels se détachent en noir de nombreuses sections de *Toucasia* et où plusieurs horizons de brèches sédimentaires s'échelonnent sur toute l'épaisseur de la formation ;
- 9) schistes noirs albiens de la vallée de Saint-Paul.

L'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta à la traversée de l'Aude et dans le plateau de Coudons. Les intercalations marneuses au sein des calcaires urgoniens. — Aussi bien dans la Forêt des Fanges, où l'Anticlinal de la chaîne de Galamus est devenu un pli droit et complet, que sur le plateau de Coudons, où l'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta montre plusieurs plis parallèles, n'affleurent plus, sauf en quelques points très localisés de la bordure septentrionale de l'Anticlinorium (Col du Chandelier) et de sa terminaison occidentale (Forêt de Bélesta), que des couches du Crétacé inférieur, des calcaires urgoniens et aussi des intercalations marneuses dont il n'est peut-être pas inutile de noter ici la grande extension.

Alors que les intercalations marneuses sont tout à fait exceptionnelles dans l'Aptien de la chaîne de Galamus qui n'est représenté que par des calcaires à *Toucasia*, de larges bandes calcaréo-marneuses apparaissent déjà dans la Forêt des Fanges et prennent, au delà vers l'Ouest, un très grand développement dans le plateau de Coudons. Constituées par des calcaires marneux gris ou bleuâtres, elles occupent généralement des dépressions longitudinales et alternent avec les bandes de calcaire compact qui courent suivant les crêtes intermédiaires. Les calcaires marneux se distinguent nettement par leur coloration des marnes noires albiennes qui remplissent le Synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet. Ils sont souvent pétris d'Orbitolines, d'Huîtres du groupe d'*Exogyra aquila*, qu'accompagnent des Oursins, *Miotoxaster Collegnoi*, des Térébratules, des Polypiers.

¹ Voir, pour le détail de la succession des assises liasiques, l'ouvrage de M. Dubar [128, p. 33, p. 74, p. 125 et p. 184].

² D'après M. Dubar [128, p. 184], le Lias supérieur, représenté au Sud de Cucugnan par des couches toarciennes (calcaires à oolithes ferrugineuses et marnes schisteuses) et des couches aaleniennes (calcaires ocreux à Plicatules et calcaires bleu foncé), disparaît par lamina-
nage à l'Ouest des gorges de Galamus.

Une première intercalation de couches calcaréo-marneuses apparaît au Sud du Bugarach vers la Serre de Malabrac ; encore très étroite, elle coupe, au delà vers l'Ouest, la route de Saint-Louis à Caudiès, où elle est intercalée entre les calcaires compacts à *Toucasia* au Nord et les marnes et calcaires noirs albiens au Sud. Elle s'élargit ensuite considérablement sur les pentes méridionales de la Forêt des Fanges, formant une bande qui d'abord, au Sud du Tuc d'en Guinxé et du Tuc del Brougayrou, vient en contact vers le Sud avec les couches albiennes du Synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet, puis en est séparée, à l'approche de la vallée de l'Aude, par la barre de calcaires compacts du Serrat del Pech et du Serrat de Cavaillère.

Plus au Nord, deux étroites bandes de marnes à Orbitolines et à *Exogyra aquila* de même nature apparaissent au milieu des calcaires à *Toucasia*, l'une au Sud du Tuc d'en Faouret vers la maison des gardes de la Forêt des Fanges, l'autre au Nord du village de Saint-Martin.

L'Aude recoupe ainsi, entre Axat et la sortie aval des gorges de la Pierre Lys, entre les schistes albiens du Synclinorium de Saint-Paul, eux-mêmes affectés par le repli anticlinal du Pic d'en Brosse, et les schistes albiens du bassin de Quillan, une succession isoclinale de bandes alternantes de calcaires à *Toucasia* et de calcaires marneux, dont l'ensemble, à pendages sud assez accusés dans sa partie méridionale, se redresse progressivement vers le Nord. Le complexe comporte trois bandes calcaréo-marneuses, celles de la gare de Saint-Martin, du village de Saint-Martin et des gorges de la Pierre Lys, encadrées par les alignements calcaires du Serrat de Cavaillère, du Cap de Fer et des gorges de la Pierre Lys (pl. VI, coupe 8).

Les trois bandes marneuses isoclinales de la vallée de l'Aude se poursuivent au delà vers l'Ouest sur le plateau de Coudons et de Belvis, où de nouvelles bandes s'ajoutent aux précédentes, si bien que, jusqu'aux abords de la Forêt de Sainte-Colombe, tout le plateau est recoupé d'un grand nombre de bandes parallèles alternantes de calcaires compacts à *Toucasia* et de marnes à Orbitolines et à Huîtres. Les intercalations calcaréo-marneuses les plus méridionales se poursuivent en bordure du plateau calcaire au-dessus du Rébenty dans la direction de Quirbajou et de Belvis et se perdent au Sud de la Forêt de Picaussel. Au Nord de l'alignement calcaire du Pech Pelat, du Picoulet de Quirhaut et des Forêts de Picaussel et de Coumefroide, la bande, d'abord étroite, qui prolonge l'intercalation marneuse des gorges de la Pierre Lys s'élargit au Sud de Serret Blazy et de Coudons et s'étend largement dans la Forêt de Callong, où elle admet de multiples intercalations calcaires dont il est inutile que je donne ici le détail. Elle passe ensuite au Col du Chandelier et se termine bientôt dans la Forêt de Sainte-Colombe.

Les bandes de calcaires marneux, dont la disposition au milieu des calcaires urgoniens vient d'être rapidement indiquée, posent un problème relatif à leur âge. Représentent-elles de simples intercalations stratigraphiques dans les calcaires urgo-aptiens ou correspondent-elles à autant de bandes synclinales d'Ap-tien supérieur ?

L'absence de fossiles caractéristiques dans ces couches, leur disposition isoclinale dans une série par ailleurs violemment plissée et dans laquelle aucune coupe naturelle n'est assez profonde pour révéler des charnières, ne permettent pas de répondre avec une certitude absolue. La délimitation des calcaires à *Toucasia* et des marnes à *Orbitolines* avait amené Carez [91, V, p. 2838] et Roussel [271, p. 124] à penser que l'on a seulement affaire à deux faciès différents de couches contemporaines, à de simples intercalations stratigraphiques dans un ensemble isoclinal. Toutefois, la bande complexe de Crétacé inférieur étant certainement fortement plissée, ainsi qu'en témoigne sa terminaison occidentale, il n'est pas impossible que certaines des bandes calcaréo-marneuses représentent la partie supérieure de l'Aptien et occupent ainsi une position synclinale.

La terminaison occidentale de l'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta. — Dans la Forêt de Bélesta, se révèle l'allure plissée de la bande urgonienne vers la terminaison orientale de celle-ci. Avant de s'envoyer vers l'Ouest sous les marnes albiennes du Sud de Fougax, elle se montre accidentée de plusieurs replis anticlinaux isoclinalement couchés au Nord, à la faveur desquels viennent au jour les dolomies jurassiques (pl. VI, coupe 14).

Une première boutonnière anticlinale de dolomies surgit sous les calcaires urgoniens entre Paillasses et Peyrié. Plus à l'Ouest, deux vastes bandes de dolomies, celle d'Escottes au Nord et celle de Rieufourcaud au Sud, qui toutes deux coupent la route de la forêt, s'allongent en direction de l'WSW, avant de subir, comme les calcaires urgoniens qui les enveloppent, une rapide plongée axiale. En effet, à l'Ouest de Rieufourcaud les calcaires urgoniens de la Forêt de Bélesta s'ennoient, en une série de lames isoclinales couchées au Nord, sous les marnes albiennes du Sud de Fougax, pour ne se relever à nouveau que sur la bordure orientale du Massif du Saint-Barthélemy au Nord des Maourels, à peu de distance de la vallée du Lasset. Ainsi, du fait de l'ennoyage des calcaires de l'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta, dont seule la petite lame anticlinale qui traverse la vallée de l'Iers au Nord de Palauque indique le prolongement, les marnes albiennes du pli plus méridional du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet se mettent en continuité avec celles de Fougax et de Barrineuf qui, elles, s'alignent sur un repli synclinal plus septentrional, le *Synclinal de Fougax et de Barrineuf* (pl. VII, coupe 15). Les marnes albiennes de Fougax, dont le substratum se relève vers le Nord dans la bande calcaire de Contés et de la Fontaine de Fontestorbes, se poursuivent sur la rive droite de l'Iers en une étroite bande qui coupe la route de la Forêt de Bélesta et longe, au delà vers l'Est, le vallon qui mène à Millet. Les couches albiennes s'y montrent pincées isoclinalement dans un petit repli des calcaires urgoniens qui, nous pouvons le noter, pourrait indiquer le prolongement occidental du bassin de Quillan dont il occupe la position frontale.

III. — LE SYNCLINORIUM DE SAINT-PAUL-DE-FENOUILLET

Au Sud de l'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta, entre celui-ci et l'alignement plus méridional des massifs hercyniens de l'Agly, de Salvezines et de Besède, s'allonge, en direction E-W, à travers toute la Feuille de Quillan et jusque sur la bordure du Saint-Barthélemy, le Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet. Cet accident s'amorce au SE de Tuchan dans les replis, couchés au NW, des marnes albiennes de Vingrau et de Tautavel (Feuille de Perpignan) ; puis, dès Maury, il passe à la direction E-W, en même temps qu'il se redresse. D'une largeur moyenne de 4 kilomètres, rempli de marnes albiennes, il longe d'abord la vaste dépression de Maury, de Saint-Paul-de-Fenouillet et de Caudiés, au Sud de la splendide chaîne calcaire de Saint-Antoine de Galamus et de la Forêt des Fanges. Il traverse la vallée de l'Aude vers Axat, entre la crête des Fanges au Nord et celle des gorges de Saint-Georges au Sud, et se poursuit au delà vers l'Ouest, par Marsa et Joucou, dans la partie basse de la vallée du Rébenty, pour se digiter à l'Ouest de Belfort en deux replis principaux qui, au Sud de Fougax d'une part et dans le vallon de Belcaire d'autre part, vont se terminer en hauteur dans la couverture du Massif du Saint-Barthélemy.

1. — La nature des couches du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet

Dans toute l'étendue de la vallée de Maury et de Caudiés, ainsi que dans la vallée du Rébenty, affleurent, en réalité en plusieurs bandes séparées par les accidents anticlinaux que nous allons pouvoir distinguer, des marnes schisteuses grises ou noires, souvent un peu micacées, renfermant de nombreux nodules ferrugineux. Ces marnes sont associées à des calcaires noirâtres gréseux, à des grès ferrugineux et à des microbrèches. Ces dernières sont particulièrement bien développées vers Marsa et Labeau, dans la vallée du Rébenty. Ainsi que l'indique la faune, d'ailleurs assez pauvre ¹, qui a été fournie par cette formation, celle-ci correspond à l'Aptien supérieur et à l'Albien.

Il convient de signaler l'existence, au milieu des couches albiennes du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, d'un certain nombre d'affleurements de grès et de quartzites très durs. Isolés au milieu des marnes, ils sont localisés sur la bordure méridionale du Synclinorium de Saint-Paul, l'un d'eux se trouvant même dans le Synclinal de Fosse. Quitte à les décrire séparément plus en détail ², j'énumère ces affleurements de quartzites. Ce sont, de l'Est à l'Ouest : les pointements du vallon d'Aiguesbonnes et du Sud de Puilaurens, au Nord du Massif

¹ Voir notamment : Carez [254, p. 483, 91, IV, p. 2125 et V, p. 2841], Roussel [271, p. 123], de Lacvivier [488, p. 156], Cayrol [409, 410].

² Voir pp. 78, 95, 99, 131.

de Salvezines ; celui du Bois de la Fage, en contre-bas du Plateau du Clat ; ceux de la cote 882 (Sud de Labeau) et de Caillens, au Nord du Massif de Bessède ; enfin le Roc Vertret et les affleurements qui en dépendent dans le vallon de Roquefeuil, sur la rive gauche du Rébenty.

Le faciès tout à fait particulier des quartzites et des grès qui constituent ces affleurements, leur grande ressemblance avec certaines roches paléozoïques, en particulier avec les quartzites houillers, les a longtemps fait attribuer à des pointements de Primaire. Carez [98] et M. Léon Bertrand [24] considéraient comme paléozoïques les quartzites du Roc Vertret et ceux du Bois de la Fage. J'avais moi-même cru pouvoir attribuer les pointements du Sud de Labeau et ceux des environs de Caillens à des écaillés hercyniennes poussées de la profondeur en avant du Massif de Bessède et surgissant sur la bordure méridionale du Synclinorium de Saint-Paul [103]. Un examen plus approfondi des affleurements de ces quartzites, en particulier de l'allure de leurs terminaisons et de leurs relations avec les marnes albiennes encaissantes m'a fait douter de ma première attribution. L'étude pétrographique des roches me la fait maintenant abandonner. En effet, en l'absence totale de restes organiques, quelques-unes des très nombreuses coupes minces faites dans les quartzites du Roc Vertret, de Caillens, du Sud de Labeau et de Puilaurens ont révélé à M. Cayeux, qui a bien voulu les examiner, quelques grains de glauconie au milieu du quartz qui forme généralement toute la roche. Il est donc infiniment probable que les quartzites en question ne sont pas primaires et je crois, pour ma part, que l'on doit les considérer, tout simplement, comme des intercalations stratigraphiques au sein des couches albiennes marneuses. Sans doute proviennent-ils de grès profondément modifiés sous l'action du métamorphisme.

2. — L'allure complexe du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet

Le Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet est accidenté dans toute sa longueur par des lames anticlinales de calcaires urgoniens qui crèvent leur couverture de marnes albiennes. Examinons rapidement, de l'Est à l'Ouest, la disposition de ces lames, disposition commandée par le tréfonds hercynien, que nous allons, dès maintenant, à l'approche des massifs nord-pyrénéens, voir rentrer en jeu.

La lame anticlinale de Puilaurens (pl. VI, coupes 4, 5, 6, 7). — Surgissant, sur le bord méridional de l'affleurement albien au SE de Maury, dans la montagne calcaire du Signal de l'Albèze ¹ et se poursuivant, au Sud de

¹ Au NE du Signal de l'Albèze, les calcaires urgoniens viennent à nouveau au jour dans un petit affleurement anticlinal crevant les marnes albiennes sur les pentes qui surmontent la route de Maury à Lesquerde, sous le Cortal Estève. Pincé isoclinalement dans les marnes, cet affleurement est certainement enraciné, contrairement à ce qu'indique la Feuille de Quillan, où il est interprété comme une petite Klippe.

Saint-Paul-de-Fenouillet et de Caudiés, jusqu'au delà de Puilaurens et de la vallée de la Boulzane, une première lame anticlinale qui s'allonge sur plus de 25 kilomètres, la *lame anticlinale de Puilaurens*, sépare de la bande albiennne principale de Maury et de Caudiés un repli plus méridional, que j'appellerai le Synclinal de Fosse.

L'étude détaillée de la lame calcaire de Puilaurens (p. 93) montre que celle-ci enveloppe un repli frontal du Massif de l'Agly ; elle correspond donc à la couverture d'une lame hercynienne essaimée par le Massif de l'Agly sur son bord septentrional. La lame de Puilaurens s'enracine ainsi en même temps que le Massif de l'Agly. Les calcaires urgoniens qui la constituent crèvent en un anticlinal droit au milieu des marnes albiennes. Le pli est très aigu ; les calcaires marneux de l'Aptien supérieur, représentés dans son flanc septentrional, sont étirés sur le bord méridional de l'accident, où les calcaires à *Toucasia* sont en contact direct avec les marnes albiennes du Synclinal de Fosse. Cette disposition s'explique parfaitement par la violente serrée du pli, sans que le fait de l'enracinement de la lame calcaire puisse être mis en doute.

L'Anticlinal du Pic d'en Brosse (pl. VI, coupe 8). — Dans le prolongement occidental de la lame de Puilaurens, après un ennoyage transverse de l'accident au Sud du Col Compérié, surgit un nouveau ressaut du substratum des couches albiennes dans l'affleurement d'Aptien supérieur, long de trois kilomètres, qui forme au Nord d'Axaat, de part et d'autre de la vallée de l'Aude, le sommet 580 et le Pic d'en Brosse. La disposition anticlinale, qui s'y révèle avec la plus grande netteté, apporte une intéressante confirmation à l'enracinement de la lame de Puilaurens. Dans l'Anticlinal du Pic d'en Brosse, les calcaires urgoniens n'affleurent pas, mais seulement les calcaires marneux à *Exogyra aquila* et à Orbitolines de l'Aptien supérieur. Vers les deux terminaisons de leur affleurement ces couches s'enfoncent régulièrement sous les marnes albiennes. L'examen des pendages dans la profonde cluse de l'Aude révèle d'ailleurs une très nette disposition en une voûte légèrement dejetée au Nord, dont la charnière anticlinale est visible sur le côté gauche de la route d'Axaat, à 200 mètres au Sud de l'entrée du tunnel. L'Anticlinal du Pic d'en Brosse divise le domaine des marnes albiennes en deux bandes : au Sud, le vaste affleurement d'Axaat, prolongement occidental du Synclinal de Fosse, au Nord, l'étroite bande du confluent du Rébenty et de l'Aude, qui prolonge l'affleurement de Caudiés et de Maury.

Les lames calcaires anticlinales du SW de Quirbajou et du Château d'Able. — Une nouvelle lame de calcaires urgoniens pincés isoclinale-ment dans les schistes albiens (pl. VI, coupe 9) surgit, à mi-pente, au SW de Quirbajou, sur la rive gauche de la vallée du Rébenty, où elle dessine une crête longitudinale très aiguë. Longue de 1500 mètres, l'étroite barre calcaire s'enracine certainement en profondeur. Son ennoyage vers l'Ouest sous les schistes albiens de la Serre d'al Triby ne fait aucun doute.

Plus loin vers l'Ouest, dans le prolongement de la précédente, apparaît en aval de Joucou, sur la rive droite du Rébenty, avec le rocher 763, une dernière

lame calcaire (pl. VI, coupes 10 et 11). Elle coupe la vallée, se poursuit au Nord de Joucou en une splendide barre qui porte les ruines du Château d'Able et recoupe à nouveau, par deux fois, le Rébenty dans les gorges d'Able, pour s'enfoncer seulement au Nord du Pont du Roi.

La lame du Château d'Able, longue de 5 kilomètres et n'excédant pas 200 mètres de large, est formée de calcaires à *Toucasia* verticaux, pincés isoclinalement dans les schistes albiens de Joucou. Vers le Nord, les calcaires urgoaptiens passent régulièrement, par l'intermédiaire des calcaires marneux à *Ostrea*, aux couches albiennes ; sur le bord méridional, ainsi que vers la terminaison orientale de son affleurement, l'Urgo-Aptien est, au contraire, en contact immédiat avec l'Albien schisteux, l'Aptien supérieur étant étiré. Cette disposition est la même que celle offerte par la lame de Puilaurens. De telles suppressions par étirement s'expliquent sans difficulté par le jeu respectif de masses calcaires et schisteuses, inégalement plastiques, dans un ensemble fortement serré latéralement par des masses profondes et violemment plissées¹.

Les affleurements calcaires du Pech de Nadiou et du Rocher de Langlade (pl. VI, coupe 9). — Au SE de Marsa, se montrent, sur la rive droite du Rébenty, au Sud de la ride anticlinale jalonnée par les lames calcaires qui viennent d'être énumérées, plusieurs petits pointements de calcaires urgoniens qui forment en particulier le Pech de Nadiou et le Rocher de Langlade. Ces témoins calcaires ont, de tout temps, été considérés, aussi bien par Carez [254, p. 485, pl. XV, fig. 4 ; 98, p. 105], que par M. Léon Bertrand [30, pl. III, coupe 8], comme reposant anormalement sur les marnes albiennes, ainsi qu'autant de petites Klippes. Les lambeaux du Pech de Nadiou et du Rocher de Langlade sont, à mon avis, enracinés, comme les lames plus frontales. En effet, on conçoit difficilement comment le bord frontal du plateau calcaire de la Forêt de la Serre pourrait, alors qu'il est subvertical, constituer la racine de lambeaux de recouvrement aussi peu distants de lui. D'ailleurs, le lever détaillé des contours des affleurements calcaires révèle des dispositions que la Feuille de Quillan ne met nullement en évidence. La crête subméridienne continue, qui court entre le Rocher de Langlade et le Pech de Nadiou, montre la juxtaposition de plis courts de direction E-W, c'est-à-dire parallèles à tous les ressauts qui accidentent le fond du Synclitorium de Saint-Paul-de-Fenouillet. Dans le plus méridional de ces replis parallèles, les calcaires urgoniens du sommet 1151 s'enracinent manifestement vers l'Ouest sous les marnes albiennes ; une barre calcaire descend, en effet, bien en contre-bas de la route dans le profond ravin qui descend du Col de Nadiou et elle s'enracine dans une série isoclinale de schistes

¹ M. Léon Bertrand [30, p. 48] a fourni pour la lame du Château d'Able la même interprétation qu'à propos de la lame de Puilaurens ; il la considère comme le témoin d'une charnière anticlinale plongeante. Cette interprétation est inacceptable du fait de l'enracinement du Massif de l'Agly.

Dans une note récente [303, p. 394], Viennot croit pouvoir rapporter l'accident du Château d'Able, ainsi que la lame de Puilaurens et celle du SW de Quirbajou, aux types structuraux que cet auteur qualifie d'*extrusions*.

albiens. La sortie de telles lames calcaires a certainement été très brutale, ainsi qu'en témoigne le bouleversement des couches albiennes voisines ; mais c'est là, je crois, un argument de plus en faveur de l'enracinement des calcaires.

3. — La terminaison occidentale du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet

A l'Ouest du méridien de Belfort, le Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet subit déjà une surélévation d'axe très nette ; avec tout l'ensemble du Pays de Sault, il monte à l'assaut du Massif du Saint-Barthélemy. Le substratum calcaire des schistes albiens, qui ne se montrait, plus à l'Est, que dans les étroites lames anticlinales dont il vient d'être question, surgit, dans le prolongement de celles-ci, en un large affleurement qui occupe le plateau d'Espezel et de Belcaire et se poursuit, au delà vers l'Ouest, vers la Forêt de la Plaine et le Bois de Gespétal. De part et d'autre de ce large repli anticlinal lui-même complexe, les marnes albiennes, en continuité avec celles de la vallée du Rébenty, sont divisées en deux bandes synclinales secondaires, à savoir, au Nord la large bande de la Forêt du Pinet et de la vallée de l'Hers, au Sud une bande beaucoup plus étroite et d'extension vers l'Ouest bien plus réduite, qui suit le vallon de Roquefeuil et de Belcaire.

Nous examinerons successivement les trois ensembles provenant du morcellement vers l'Ouest du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet.

1. — **La bande synclinale de marnes albiennes de la Forêt du Pinet et de la vallée de l'Hers.** — Les marnes albiennes occupent une vaste étendue, entre la Forêt de Sainte-Colombe au Nord et le Bois de la Bunague au Sud, sur le plateau où s'étendent la tourbière de Bélesta et la Forêt du Pinet. Emettant sur le bord septentrional de leur affleurement le petit repli secondaire de Gelat, qui vient se terminer en hauteur sur les calcaires urgoniens de la Forêt de Bélesta, les couches albiennes se poursuivent dans la direction de la vallée de l'Hers et la traversent au Sud de L'Espine, en aval des gorges de l'Affrau. Au delà, en continuité vers le Nord avec les couches de Fougax et de Barrineuf depuis l'ennoyage des calcaires de Rieufourcaud, les marnes albiennes se perdent en hauteur vers l'Ouest, au-dessus de leur substratum calcaire, sur la bordure du Saint-Barthélemy. Vers cette terminaison, le morcellement du substratum calcaire en toute une série de lames parallèles isoclinales et couchées au Nord témoigne de l'allure complexe de toute la bande synclinale.

2. — **Le plateau calcaire du Nord de Belcaire.** — Tandis que, entre le Pont du Roi et le Moulin de la Carrière, le Rébenty coule, 200 mètres en contrebas, dans les marnes albiennes, sur sa rive gauche le plateau d'Espezel ne montre que des calcaires urgo-aptiens pointant en quelques affleurements isolés sous un vaste manteau de dépôts glaciaires. C'est, certainement, par une

très brusque plongée axiale ¹ que le plateau calcaire d'Espezel disparaît vers l'Est sous les marnes albiennes de la vallée du Rébenty, en s'émettant en lames anticlinales dont les plus aiguës viennent encore au jour dans les affleurements calcaires du Château d'Able, du SW de Quirbajou et du Pech de Nadiou. Au Nord de Roquefeuil et de Belcaire, les calcaires urgoniens forment une bande de plus de 3 kilomètres de large dans les Bois de la Frèchenouse, de la Bunague et d'Enberger; ils se poursuivent, au delà vers l'Ouest, dans la Forêt de la Plaine, le Bois de Pechpoudous et jusque dans le Bois de Gespétal, au delà duquel ils traversent la vallée de l'Hers dans les pittoresques gorges de l'Affrau et gagnent la bordure orientale du Massif du Saint-Barthélemy.

Ce vaste affleurement de calcaires urgoniens se prête à des observations intéressantes relatives à l'apparition du métamorphisme. En effet, dans le manteau continu de terrains secondaires qui forme le Pays de Sault et représente la couverture violemment plissée du Saint-Barthélemy, le métamorphisme apparaît d'une manière progressive du Nord vers le Sud ². La bande calcaire du Nord de Belcaire, se trouvant dans la zone limite de l'action du métamorphisme, offre tous les termes de passage entre des couches demeurées intactes, localisées sur sa bordure septentrionale, et des couches déjà profondément transformées, celles de son bord méridional. D'ailleurs, comme il convient à une zone de transition, le métamorphisme s'y montre encore assez inégal, irrégulièrement réparti et, çà et là, des flots intacts ont échappé aux actions métamorphisantes.

Les calcaires du Bois de la Bunague et du Bois de la Frèchenouse sont des calcaires urgoniens gris, compacts, à grains fins, indemnes de métamorphisme. Une bande schisteuse, qui court plus au Sud dans un repli synclinal entre le Bois d'Enberger et le Bois de Bésolé, n'est, elle aussi, nullement modifiée. Mais au Sud de celle-ci, les calcaires des rochers d'Espezel et ceux du Pic des Sarrazis, où l'on trouve encore des sections de *Toucasia*, sont déjà beaucoup plus cristallins et se chargent par place de cristaux de dipyre. Dans leur prolongement occidental affleurent au NE de Belcaire, dans le chemin du Col de Perucel, sur les pentes méridionales du sommet 1208, de splendides brèches métamorphiques. De même, plus à l'Ouest, tandis que les calcaires de la Plaine sont normaux, ceux de la partie méridionale du Bois de Gespétal sont profondément transformés; ce sont, dans les gorges de l'Affrau, des calcaires très cristallins, généralement blancs, sans aucune trace organique et passant fréquemment à des brèches de teinte jaune ou rose.

On voit ainsi apparaître déjà le métamorphisme dans la partie méridionale du Pays de Sault. Cette apparition est progressive, conformément à une loi générale, dont nous trouverons par la suite de nombreuses confirmations.

¹ La disposition ainsi réalisée est tellement inattendue, les calcaires occupent par rapport aux marnes une position si élevée, en apparence anormale, que Carez, dans une première interprétation [254], qu'il abandonna par la suite [98], avait conclu au recouvrement anormal des marnes du Rébenty par les calcaires du plateau d'Espezel qu'il considérait comme liasiques.

² La répartition du métamorphisme est assez différente de celle indiquée sur les Feuilles de Foix et de Quillan.

3. — **La bande synclinale de marnes albiennes du vallon de Roquefeuil et de Belcaire.** — La longue et étroite dépression qui, sur la rive gauche du Rébenty, court au Sud d'Espezel et de Roquefeuil, est occupée par une bande de schistes qui s'allonge en direction E-W entre deux crêtes de calcaires urgoniens, pour se terminer un peu à l'Ouest du village de Belcaire (pl. VI, coupes 13 et 14). Considérant le faciès des couches schisteuses et s'appuyant sur le fait que celles-ci sont par place associées à des quartzites, Carez [98, p. 110] et M. Léon Bertrand [14, 24] les avaient attribuées au Primaire, soit à des schistes carbonifères, soit à des schistes siluriens. La Feuille de Quillan, comme la carte publiée par Carez [91, V, pl. XXXI], indique ainsi une longue bande paléozoïque continue, de 6 kilomètres de long et d'environ 400 mètres de large. Après un premier examen rapide de la région [103], je n'avais pas cru que cette attribution dût être mise en doute ; mais depuis, à la suite de révisions ultérieures et d'une course commune avec M. Dalloni [117], nous sommes convaincus que l'affleurement doit être rapporté à l'Albien et qu'il représente tout simplement un synclinal au milieu du plateau calcaire.

On peut faire, à ce sujet, plusieurs observations tout à fait concluantes :

1° **La bande de marnes schisteuses du vallon de Belcaire est une dépendance du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet. Les marnes du vallon de Belcaire sont en continuité vers l'Est avec les marnes albiennes de la vallée du Rébenty**¹. — En amont de Belfort, le Rébenty entaille profondément la puissante série de marnes albiennes subverticales sous lesquelles les calcaires urgoniens du plateau d'Espezel sont déjà ennoyés. Au milieu de ces couches albiennes surgit dans le fond de la vallée, au Sud du Moulin de la Carrière, le petit rocher qui porte les ruines d'une vieille tour. Les calcaires urgoniens qui constituent ce rocher se présentent en disposition anticlinale. En effet, sur les pentes orientales du Roc Vertret ils plongent vers l'Ouest sous un enveloppement périclinal des schistes albiens, sans atteindre le sentier menant à Espezel. Les schistes albiens, en même temps qu'ils se couchent vers le Nord, se poursuivent dans le vallon plus méridional, jusqu'à la barre de calcaires secondaires métamorphiques qui traverse le Rébenty vers le confluent du ruisseau de Fort Escure. La puissante masse schisteuse qui forme les pentes orientales du Roc Vertret ne comporte que des schistes albiens et ceux-ci, qui d'une part se poursuivent vers l'Ouest dans tout le vallon de Belcaire, se mettent d'autre part vers le Nord en continuité absolue avec les schistes albiens de Belfort.

2° **Les schistes du vallon de Belcaire sont identiques aux couches albiennes de la vallée du Rébenty.** — Ce sont les mêmes marnes schisteuses, plus ou moins calcarifères, que l'on rencontre dans toute l'étendue du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet. Quoique nous n'ayons pu y découvrir aucun fossile, leur faciès est suffisamment caractéristique pour que l'on puisse les distinguer des schistes paléozoïques et les attribuer sans aucun doute à l'Albien.

¹ Voir fig. 15 et fig. 16, coupe 4.

D'ailleurs, les marnes schisteuses grises normales passent insensiblement, dans la partie méridionale de leur affleurement, à des schistes métamorphiques à dipyre et à des calcaires noirs présentant le faciès dit « de Rodome » qui est tout à fait caractéristique des couches albiennes métamorphisées.

Avec ces couches albiennes typiques se montrent des affleurements d'allure lenticulaire de quartzites à faciès paléozoïque que je crois cependant devoir rapporter à des intercalations stratigraphiques dans le Crétacé ¹.

Ces quartzites forment, dans le vallon de Belcaire, plusieurs affleurements distincts au milieu des schistes albiens. Une grosse masse de quartzites occupe le sommet du Roc Vertret ; elle redescend très peu sur ses pentes orientales, où elle se morcelle en plusieurs bandes qui viennent mourir dans les schistes albiens. L'affleurement de quartzites, enveloppé au Nord et au Sud par des couches albiennes, se poursuit vers l'Ouest, suivant l'axe de la dépression, au Sud d'Espezet et le chemin d'Espezet au Col d'Ubi recoupe les indentations que les quartzites émettent dans l'Albien schisteux vers la terminaison de leur affleurement. Plus à l'Ouest, un autre petit pointement des mêmes quartzites, entièrement isolé au milieu des marnes schisteuses de l'Albien, surgit au Nord du Sarrat de Maljournal.

3° La bande de marnes schisteuses de Belcaire émet sur son bord méridional des prolongements qui viennent se terminer en hauteur sur les calcaires secondaires métamorphiques. — Le fait est particulièrement net en deux points : d'une part, immédiatement à l'Ouest de Belcaire, au Sud de la crête calcaire qui porte les cotes 990 et 1124, et, d'autre part, au SE de Roquefeuil, vers le Col d'Ubi. On voit les schistes albiens, en même temps qu'ils passent latéralement à des calcschistes métamorphiques et à des calcaires noirs de Rodome, s'engager dans des replis synclinaux plus méridionaux, pour venir se terminer sur les calcaires secondaires marmoréens du Roc de la Fage et du Col d'Ubi. Cette observation, jointe à la parfaite concordance des couches schisteuses de Belcaire avec les calcaires secondaires qui bordent leur affleurement, aussi bien avec ceux du Pic des Sarrazis et de Roquefeuil, au Nord, qu'avec ceux du Roc de la Fage, au Sud, indique que la bande de Belcaire correspond, dans une succession régulière et violemment serrée de plis isoclinaux faiblement couchés au Nord, à une bande synclinale. D'ailleurs, suivant l'axe de celle-ci, le substratum calcaire des schistes réapparaît dans un repli anticlinal sur lequel s'alignent le rocher de Belcaire et deux témoins calcaires de taille plus restreinte, situés au Sud du Pic des Sarrazis.

La même structure complexe du synclinal albien s'observe vers sa terminaison occidentale. A l'Ouest de Belcaire, les couches albiennes se poursuivent dans le bas du vallon menant au col situé entre les sommets 1578 et 1500 sur la crête qui limite vers l'Est la dépression du Plat du Boum. Leur affleurement se subdivise dans ce vallon en trois bandes synclinales parallèles séparées par des replis anticlinaux du substratum calcaire. On peut à nouveau, dans cette suc-

¹ Voir p. 72.

cession de replis isoclinaux faiblement couchés au Nord, observer, tant dans les calcaires du substratum que dans les bandes schisteuses qui lui sont superposées, l'apparition progressive du métamorphisme du Nord vers le Sud. Au Sud des calcaires urgoniens normaux du Col de Traouc, la bande albiennne septentrionale, la plus large, occupant un replat suivi par le chemin du col, montre des marnes schisteuses grises indemnes de métamorphisme. Ces marnes se poursuivent jusque sur les pentes méridionales du sommet 1578. Plus étroites et d'extension vers l'Ouest plus réduite, pincées au milieu de calcaires devenus très marmoréens, deux bandes albiennes plus méridionales, l'une au Nord, l'autre au Sud du thalweg, sont formées de schistes métamorphiques à dipyre et de calcaires noirs de Rodome typiques. Avec les bandes albiennes qui viennent d'être signalées finit en hauteur, sur les calcaires urgoniens, la branche méridionale issue de la subdivision vers l'Ouest du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet.

II

LES ACCIDENTS SITUÉS AU SUD DU SYNCLINORIUM DE SAINT-PAUL-DE-FENOUILLET

LA PARTIE ORIENTALE DE LA FEUILLE DE QUILLAN ; A L'EST DE LA VALLÉE DE L'AUDE

SOMMAIRE

Coupe N-S suivant le méridien de Caudiés. — Distinction des unités structurales.

I. — LA RIDE ANTICLINALE DES MASSIFS HERCINIENS : LE MASSIF DE L'AGLY ET LE DOME DE SALVEZINES.

A. — *Le Massif de l'Agly.*

1. — *Limite et constitution du massif. Age du granite de l'Agly.*

2. — *La couverture secondaire du Massif de l'Agly.*

1. — *La bordure septentrionale du Massif de l'Agly. — Les relations structurales du Massif de l'Agly et du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet.*

1. — *La coupe de la vallée de l'Agly dans les gorges de la Fou.*

2. — *La bordure septentrionale du Massif de l'Agly à l'Est des gorges de la Fou :*
Les environs de Lesquerde.

L'étiement du Col de Pourteil.

L'anticlinal du Signal de l'Albèze et le synclinal du vallon du Mas d'el Ménut.

3. — *La bordure septentrionale du Massif de l'Agly à l'Ouest des gorges de la Fou :*
La lame anticlinale de Puilaurens.

Le synclinal de Fosse et le front du Massif de l'Agly à l'Ouest du Col d'el Bouix.

II. — *La terminaison occidentale du Massif de l'Agly.*

III. — *Les lambeaux de la couverture secondaire conservés sur le Massif de l'Agly.*

Le repli synclinal de la Serre de Verges, de la Tour de Lansac et du Régatieu.

La bande synclinale de la rive gauche de l'Agly.

B. — *Le Massif de Salvezines.*

II. — LE SYNCLINAL MÉTAMORPHIQUE DE LA FORÊT DE BOUCHEVILLE.

Les formations métamorphiques du synclinal de la Forêt de Boucheville.

I. — *Le bord septentrional du synclinal.*

1. — *Les relations du synclinal de Boucheville et du Massif de Salvezines.*

La coupe du ravin du Faussibre. L'affleurement de lherzolite du Faussibre.

La coupe de la vallée de la Boulzane entre Salvezines et Gincla.

Les affleurements cristallins du Col de Tuilla et du Courtal Bès.

2. — *Le bord septentrional du synclinal depuis Vira jusqu'à Bélesta-de-la-Frontière. Les relations du synclinal de Boucheville et du Massif de l'Agly.*

II. — *La terminaison orientale du synclinal aux environs de Bélesta-de-la-Frontière.*

III. — *La bordure méridionale du synclinal. — Le front de la Zone primaire axiale entre Neffiach et Sainte-Colombe.*

Le contact du granite de la Zone axiale et des terrains primaires du Massif de l'Agly entre Neffiach et Trévilach.

Le contact du granite de la Zone axiale et de la bordure méridionale du Synclinal de la Forêt de Boucheville, depuis Trévilach jusqu'à Rabouillet.

Le contact des couches primaires de la Zone axiale et de la bordure méridionale de la Forêt de Boucheville entre Rabouillet et Sainte-Colombe.

IV. — *La terminaison vers l'Ouest du synclinal au-dessus du plateau calcaire du Nord de Sainte-Colombe.*

1. — La coupe de la vallée de l'Aude dans les gorges de Saint-Georges.

2. — Le Plateau du Clat.

Le repli anticlinal du Pas del Corps et du Pas d'Encaune.

Le chevauchement du Plateau du Clat sur le Synclitorium de Saint-Paul-de-Fenouillet.

Coupe N-S sur le méridien de Caudiés. — Distinction des unités structurales. — Comme introduction à l'étude des accidents de la partie orientale de la Feuille de Quillan situés au Sud du Synclitorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, une très belle coupe prise sur le méridien de Caudiés et de Fenouillet, vers la terminaison occidentale du Massif de l'Agly, va nous permettre de définir les diverses unités structurales et nous fournir déjà des indications précieuses relativement à leurs relations respectives.

En suivant d'abord la route de Caudiés à Fosse jusqu'en face de Fenouillet, puis en remontant, au Sud de ce dernier village, le sentier qui mène au Sommet d'el Prat d'en Peillofo, sur les pentes septentrionales de la Forêt de Boucheville, on relève la coupe 5 de la planche VI. Cette coupe intéresse successivement du Nord vers le Sud :

1. — *La bande albienne synclinale de la vallée de Saint-Paul et de Caudiés.*

— La plaine de Caudiés est occupée par des schistes albiens gris bleuté, verticaux, que l'on peut suivre vers le Sud jusque sous la chapelle de N.-D. de Laval. Il leur succède des alternances de bancs schisteux plus jaunâtres et de bancs marno-gréseux, ces derniers formant des intercalations d'une dizaine de mètres de puissance. Ces couches sont toujours subverticales. Au pont que franchit la route, avant de faire un grand lacet vers l'Est, les bancs gréseux se montrent, aussi bien sur le bord de la route que dans le sentier qui suit le ruisseau, pétris d'*Exogyra aquila* et d'*Orbitolines*. Il leur succède, vers l'amont, des assises plus schisteuses qui se couchent progressivement au Nord et à la suite desquelles le ruisseau entaille enfin les calcaires urgo-aptiens, un peu avant le confluent des deux ravins qui entourent le rocher portant les ruines de Saint-Pierre. Les couches marno-gréseuses, recoupées depuis la Chapelle de N.-D. de Laval, appartiennent à l'Aptien supérieur. Le passage de l'Aptien à l'Albien est donc ici continu.

2. — *La lame anticlinale de Puilaurens et de Fenouillet.* — Les calcaires urgo-aptiens forment tout le pittoresque massif calcaire qui porte les ruines de Saint-Pierre, les ruines du Château de Fenouillet et le village lui-même. Gris clair ou blancs, assez cristallins, ces calcaires se révèlent, sur le bord de la

route, particulièrement riches en sections de *Toucasia*. Leurs pendages vers le Sud deviennent plus faibles à mesure que l'on gagne le bord méridional de l'affleurement calcaire. Cette bande de calcaires urgo-aptiens, enracinée au Sud du Synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet, correspond à un anticlinal légèrement dissymétrique, que je désigne sous le nom de lame anticlinale de Puilaurens et de Fenouillet.

3. — *Le Synclinal de Fosse*. — Les calcaires urgo-aptiens de Fenouillet sont suivis au Sud par une étroite bande synclinale de schistes albiens concordants qui affleurent au petit col situé au Sud des maisons de Fenouillet et en contre-bas du signal 546. Les schistes albiens redescendent dans la vallée située à l'Ouest de Fenouillet et la franchissent entre deux moulins, pour se poursuivre plus à l'Ouest. Le synclinal très aigu, dans lequel sont conservées ces couches albiennes, est, comme la lame de Puilaurens, dissymétrique et couché au Nord. Je l'appelle Synclinal de Fosse, du nom d'une localité au voisinage de laquelle, plus à l'Ouest, les marnes albiennes occupent une grande étendue. Dans le flanc nord du Synclinal de Fosse les schistes albiens plongent au Sud ; ils sont subverticaux sur la bordure méridionale de leur affleurement, où ils se relèvent au contact de l'étroite barre calcaire qui forme le rocher 546. Cette dernière barre calcaire affleure à l'Est du Signal, au pont que franchit la route du village de Fenouillet. Elle est formée de calcaires métamorphiques bréchoïdes. Très étroite et laminée, elle représente la couverture secondaire calcaire, considérablement étirée, du Massif de l'Agly. La bande calcaire coupe la crête qui court de Fenouillet à Marigot et redescend dans le vallon plus occidental, pour s'élargir notablement au delà, vers l'Ouest, et se relier au massif calcaire du Sommet des Campets.

4. — *Le Massif de l'Agly*. — Au Sud de la barre de calcaires métamorphiques du signal 546, on trouve un large affleurement de granite. Il appartient à un vaste massif hercynien que j'appellerai, avec M. Léon Bertrand, le Massif de l'Agly, du nom de la rivière de l'Agly qui le traverse, y dessinant, dans son cours moyen, une large courbe entre Saint-Paul-de-Fenouillet et Latour-de-France. Plus à l'Est, les terrains cristallins et primaires occupent en surface une étendue considérable ; vers l'Ouest, au contraire, ils s'ennoient très rapidement sous la voûte de calcaires jura-crétacés du Sommet des Campets. La largeur de l'affleurement cristallin ne dépasse pas un kilomètre sur la coupe analysée.

5. — *Le Synclinal métamorphique de la Forêt de Boucheville*. — Sur les pentes qui remontent au Sud vers la Forêt de Boucheville le granite est bientôt recouvert, par l'intermédiaire d'une étroite lame discontinue de calcaires marmoréens, par l'énorme masse des schistes albiens métamorphiques du Synclinal de Boucheville qui, vers le Sud, se poursuivent jusqu'au contact avec la Zone primaire axiale.

La coupe analysée nous permet d'établir comme il suit la succession des unités structurales qui, dans la partie orientale de la Feuille de Quillan, viennent au Sud de la bande synclinale de marnes albiennes de Saint-Paul et de Caudiés.

1. la lame anticlinale de Puilaurens ;
2. le Synclinal de Fosse ;
3. le Massif de l'Agly ;
4. le Synclinal métamorphique de la Forêt de Boucheville ;
5. la Zone primaire axiale.

Nous savons déjà qu'au Sud de la lame anticlinale de Puilaurens, le Synclinal de Fosse n'est qu'une dépendance du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet. Etudions les accidents plus méridionaux, en commençant par la ride anticlinale sur laquelle surgit le Massif de l'Agly.

I. — LA RIDE ANTICLINALE DES MASSIFS HERCINIENS. LE MASSIF DE L'AGLY ET LE DOME DE SALVEZINES

A. — LE MASSIF DE L'AGLY

LIMITES ET CONSTITUTION DU MASSIF

Le Massif de l'Agly s'étend de l'Est à l'Ouest, sur une longueur de près de 40 kilomètres, au Sud du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet. Sa plus grande largeur, sur le méridien de Lansac, atteint une dizaine de kilomètres. Le massif s'effile très rapidement vers l'Ouest ; il n'a plus qu'un kilomètre de large au Sud de Fosse et s'enneie, au SW de Fenouillet, sous la coupole de calcaires secondaires du Sommet des Campets. Vers l'Est, il dépasse la limite de la Feuille de Quillan, atteint le village de Baixas, à l'Ouest de Rivesaltes, et se perd sous les alluvions.

Dans sa partie occidentale le Massif de l'Agly est séparé de la Zone primaire axiale par le Synclinal métamorphique de la Forêt de Boucheville ; mais à l'Est de Bélesta-de-la-Frontière, le Synclinal métamorphique se perdant en hauteur par relèvement de son axe, les terrains anciens du Massif de l'Agly se montrent directement au contact du granite de la Zone axiale.

Le Massif de l'Agly est essentiellement constitué par des schistes métamorphiques et des schistes cristallins traversés par d'énormes masses granitiques. On y trouve toute une série de transformations métamorphiques qui, au-dessous des schistes ordoviciens, conduisent à des schistes à séricite, puis à des schistes cristallins et à des gneiss. Sur sa bordure septentrionale, dans la région de Planèzes et de Rasiguères, ainsi que dans sa partie orientale, à l'Est de Montner, le massif montre aussi des couches sédimentaires primaires non métamorphiques qui ont résisté à la digestion granitique.

Les granites et roches connexes (granite à biotite, granulite, granite porphyroïde) occupent une grande place dans toute la partie occidentale du massif, à Lesquerde, Saint-Arnac, Felluns et Saint-Martin.

Age du granite de l'Agly. — Si j'ouvre ici une parenthèse relativement à l'âge du granite du Massif de l'Agly, généralement désigné sous le nom de granite de Lesquerde, c'est parce que, dans une publication toute récente [234, p. 36], M. O. Mengel évoque encore l'existence de granites secondaires dans les Pyrénées. M. Mengel considère comme des pointements de *granite secondaire* les massifs d'Ansignan (Massif de l'Agly), de Salvezines, de Bessède, celui du Saint-Barthélemy, enfin ceux des Trois-Seigneurs et de Milhas.

L'idée est ancienne; elle fut émise par Dufrénoy [436] et par Zirkel [308]. Roussel la reprit et, dans plusieurs notes [269, 271, 272], s'attacha à démontrer que le granite des environs de Saint-Paul-de-Fenouillet est d'âge postcrétacé¹.

C'est, sans doute, comme l'a écrit Marcel Bertrand [254, p. 531], le fait que des filons de quartz minéralisés et riches en hématite ont injecté non seulement le granite, mais aussi les cargneules triasiques et par place le Lias, qui a induit Roussel en erreur, l'ayant fait croire à une pénétration des granites dans les calcaires secondaires. En 1896, M. A. Lacroix [478] a donné des preuves indiscutables de l'âge antéseconaire du granite de Lesquerde. Cet auteur signale, en effet, des galets de granite à la base des formations secondaires, en particulier dans les calcaires, sur la route de Saint-Martin. Il insiste aussi sur le fait que, au contact du granite, les couches secondaires ne sont pas métamorphiques, alors qu'il est constant que, dans les Pyrénées, tous les sédiments paléozoïques antérieurs au granite se montrent profondément modifiés à son voisinage. Or, ni les calcaires à *Toucasia* de la crête qui passe au Col de Lesquerde et au sommet 430, ni les marnes albiennes du Col de Pourteil, ni, sur la route de Lesquerde, les cargneules triasiques et les marnes gypsifères du Keuper ne sont métamorphisés au contact du granite de Lesquerde.

Ces preuves de l'âge antéseconaire du granite de l'Agly, apportées par M. A. Lacroix, sont formelles. On peut étendre ces conclusions à tous les granites de la partie des Pyrénées étudiée dans ce travail.

LA COUVERTURE SECONDAIRE DU MASSIF DE L'AGLY

I. — La bordure septentrionale du Massif de l'Agly

Large et continu sur le méridien de Latour-de-France, le Massif de l'Agly, en même temps qu'il s'amincit considérablement plus à l'Ouest, se morcelle dans cette direction en plusieurs écailles anticlinales qui se relaient de l'Est à l'Ouest

¹ Roussel généralise cette hypothèse à plusieurs massifs ariégeois (massif du Port de Saleix, massif d'Ercé). Des preuves formelles de leur âge primaire ont été données par M. A. Lacroix [472].

sur sa bordure septentrionale. Celles-ci sont, du Nord au Sud, l'écaille de granite de Lesquerde, l'écaille de granite de Tenduret, enfin la longue bande de Saint-Arnac, de Saint-Martin et du Sud de Fenouillet, prolongement principal du massif. Tout le complexe est fortement couché vers le Nord et le front de l'Agly chevauche le bord méridional du Synclinorium de Saint-Paul.

La couverture secondaire du massif coiffe les têtes anticlinales de ces éléments du socle morcelé et se dispose, entre ceux-ci, en une série de replis synclinaux très aigus et fortement serrés.

Nous allons étudier en détail la disposition en flanc inverse composé ainsi réalisée sur la bordure septentrionale du Massif de l'Agly. Partant de la coupe des gorges de la Fou et procédant de l'Ouest vers l'Est, nous examinerons d'abord les terrains secondaires qui sont disposés en avant de l'écaille du granite de Tenduret et enveloppent l'écaille du granite de Lesquerde. Nous suivrons le revêtement secondaire jusqu'au méridien de Planèzes, où s'arrêtent nos observations. Puis, nous reviendrons aux gorges de la Fou et notre examen de la bordure septentrionale du Massif de l'Agly s'adressera alors aux parages plus occidentaux, jusqu'à l'ennoyage du massif.

1. — LA COUPE DE LA VALLÉE DE L'AGLY DANS LES GORGES DE LA FOU

Au Sud de Saint-Paul-de-Fenouillet, l'Agly quitte la large dépression synclinale des marnes albiennes. La rivière, tournant au Sud, entaille, dans la cluse du Pont de la Fou, une splendide falaise calcaire; puis elle atteint le granite du Massif de l'Agly.

La coupe des gorges de la Fou montre, du Nord au Sud, la succession suivante (pl. VI, coupe 3) :

1) les schistes albiens de Saint-Paul-de-Fenouillet, subverticaux, par place faiblement renversés au Nord. En contre-bas de la crête urgonienne, les schistes, alternent avec des bancs grés-marneux qui plongent de 60° vers le Sud, le renversement au Nord s'accroissant.

2) Vers l'aval, font suite à ces couches, généralement en concordance, les calcaires urgo-aptiens à *Toucasia* de la cluse; ceux-ci peuvent cependant, par place, chevaucher faiblement celles-là. Ils forment une barre assez redressée, plongeant de 60° vers le Sud, au bas de laquelle vient sourdre la source thermale.

3) A la sortie aval de la cluse, après avoir dépassé les calcaires aptiens, on rencontre des niveaux quartzifiés et très ferrifères d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur; ils correspondent au Lias.

4) Enfin, vient le granite du Massif de l'Agly, appartenant ici à l'écaille de Tenduret.

Cette coupe révèle la *disposition en flanc inverse* de la couverture secondaire du Massif de l'Agly sur la bordure septentrionale de l'écaille de Tenduret.

Avant d'examiner les replis plus méridionaux de la couverture, nous allons suivre, vers l'Est, les divers termes de la coupe analysée.

2. — LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU MASSIF DE L'AGLY A L'EST DES GORGES DE LA FOU

Des gorges de la Fou jusqu'au Col de Pourteil. Les environs de Lesquerde. — A l'Est de la cluse du Pont de la Fou, la lame de calcaires urgoniens, toujours renversée, se poursuit sur le front de l'écaille de Tenduret et, formant falaise au-dessus des schistes albiens de la vallée de Saint-Paul, constitue la crête de la Serre de l'Artigue del Baurien. Au Sud de la crête calcaire, la route de Lesquerde est tracée dans le granite porphyroïde. Le granite remonte au Nord de la route jusqu'aux éboulis sous lesquels, au pied de la barre calcaire, court l'assise quartzeuse minéralisée dont le tracé est souligné par les nombreuses recherches faites pour trouver le minerai.

En approchant de Lesquerde, on voit le granite traversé par des filons de quartz de plus en plus riches en hématite brune, en oligiste et en sidérose, minerais activement exploités ¹. A la limite nord du granite, les cargneules triasiques et les calcaires liasiques ² sont, eux aussi, quartzifiés et minéralisés. Le quartz s'est injecté dans les fissures des cargneules et des calcaires du Lias, tandis qu'il s'arrête avant la muraille urgonienne. Par place, le calcaire a pu être entièrement remplacé par la formation quartzeuse. Le fer a accompagné la mise en place des matières siliceuses. La minéralisation est certainement postérieure au Trias.

A l'Ouest de Lesquerde, en même temps que la crête de la Serre de l'Artigue del Baurien subit une inflexion vers le Nord très accusée, la bande de terrains secondaires que nous suivons depuis les gorges de la Fou s'élargit considérablement. On la voit, en effet, envelopper la terminaison occidentale de l'écaille de granite de Lesquerde qui, sur le front du Massif de l'Agly, apparaît ici au Nord de l'écaille de Tenduret.

Entre l'écaille de Lesquerde et l'écaille de Tenduret, la couverture secondaire est pincée dans une bande synclinale représentée par un vaste affleurement de Trias gypseux qui se poursuit vers l'Est jusqu'au delà de la chapelle de Lesquerde. Le Trias supporte quelques lambeaux des couches quartzeuses minéralisées, en particulier celui qui forme le Roc Signal de Lesquerde. Le Trias, représenté par des argiles bariolées et par du gypse ³, est recoupé par la route au SW de Les-

¹ Voir Dufrénoy [135].

² Ainsi que le rapporte M. Dubar [128, p. 36], Carez [91, III, p. 2788] a signalé au Nord de Lesquerde la zone à *Avicula contorta* du Rhétien.

³ Dans cet affleurement le Trias gypseux est très bien caractérisé. Il est représenté par des argiles bariolées, rouges, vertes et noires, à cristaux de quartz bipyramidés, accompagnées de cargneules et de puissantes couches de gypse. C'est le Keuper typique, ainsi que l'ont reconnu Carez [80, 88] et M. Léon Bertrand [14, 24]. On ne saurait, en aucune façon, souscrire à l'opinion exposée par Roussel dans les notes [269, 271]. Cet auteur considèrerait le gypse de Lesquerde, ainsi que les argiles et les cargneules voisines, comme le produit du métamorphisme des marnes albiennes par le granite qui serait ainsi post-albien. Le faciès des couches gypseuses et des assises qui leur sont subordonnées, leur position à la base de lambeaux de la couverture secondaire, ainsi que la situation de leur affleurement qui se met en série avec d'autres pointements de Trias, ne laissent aucun doute sur l'âge triasique du gypse de Lesquerde.

querde. Le gypse est très activement exploité et les carrières montrent dans d'excellentes conditions, sur la bordure méridionale de l'affleurement triasique, le contact du Trias et du granite, contact qui plonge de 75° environ vers le Sud.

Au Nord de la lame synclinale de Trias vient la lame frontale de granite de Lesquerde (pl. VI, coupe 2). Cette lame plonge très rapidement, à l'Ouest de Lesquerde, sous les terrains secondaires qui l'enveloppent. Sur le bord frontal du granite, la couverture se dispose en un flanc inverse régulier plongeant à 75° au Sud et comportant du Trias, du Lias minéralisé et de l'Urgo-Aptien, auquel font suite, vers le Nord, les couches albiennes du Synclinorium de Saint-Paul ¹.

Dans le détail, le morcellement du socle est ici très poussé. Il gagne la lame de granite de Lesquerde qui s'émiette vers sa terminaison occidentale en écailles pressant entr'elles d'étroites bandes synclinales de calcaires liasiques minéralisés, ainsi qu'il est facile de l'observer au Nord du village de Lesquerde, dans les mines de fer.

Ce morcellement du socle et de la couverture n'a pas été sans s'accompagner de la formation de brèches de friction et sans le polissage de beaux miroirs de faille. Carez a, depuis longtemps, signalé [88, p. 128] au Nord de Lesquerde, sur le contact frontal du granite et des assises liasiques, des brèches tectoniques grossières, dont les éléments sont empruntés soit au granite, soit aux calcaires liasiques minéralisés. De même, dans les carrières du Sud de Lesquerde, les couches de gypse en contact avec le granite, particulièrement feuilletées et froissées, portent la trace des fortes pressions qu'elles ont subies.

L'étirement du Col de Pourteil. — Poursuivons vers l'Est notre examen de la bordure septentrionale du Massif de l'Agly. Au delà du méridien de Lesquerde, les écailles de granite de Tendret et de Lesquerde s'incorporent au Massif de l'Agly. En même temps, on assiste bientôt à l'étirement progressif du flanc inverse que la coupe de Lesquerde nous a montré sur le bord frontal du massif. La disparition des terrains secondaires est complète au Col de Pourteil.

Regardons de plus près comment se produit cet étirement. La barre urgonienne de la Serre de l'Artigue del Baurien se poursuit, au-dessus de la route de Les-

¹ Relativement au chevauchement indiscutable du front du Massif de l'Agly sur le Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, j'insiste sur le fait que l'inclinaison des couches ne dépasse jamais 45°. C'est ainsi que le plan de contact des calcaires urgoniens de la Serre de l'Artigue del Baurien et des marnes albiennes de la vallée de Saint-Paul plonge au Sud suivant un angle qui varie entre 50° et 75°. Ce contact est beaucoup moins incliné sur les coupes de M. Léon Bertrand [30, fig. 14 et 15]. L'étirement, progressif vers le Sud, de la couverture secondaire du Massif de l'Agly (calcaires urgoniens et assises liasiques minéralisées) entre les marnes albiennes et le granite, qui est figuré sur ces coupes, est purement hypothétique.

M. Léon Bertrand [30, p. 65 et 66, fig. 16] signale l'existence d'une fenêtre, réduite à quelques mètres à peine, de schistes albiens sous le gypse triasique, au-dessus de la route, à l'Ouest de Lesquerde. Je ne saurais souscrire à cette identification. A l'endroit indiqué, je n'ai trouvé que des schistes colorés par endroits en noir, ailleurs en rouge. Ils alternaient avec des lits gypseux et font certainement partie de la masse triasique. Il en est de même pour d'autres boutonnières, de dimensions aussi très réduites, signalées par M. Bertrand au Nord de Lesquerde dans les calcaires liasiques, d'après les indications de M. Mengel.

querde à Maury, jusqu'à la cote 430, formant toujours la crête. Au Sud de cette barre, les calcaires liasiques s'étirent et seule une étroite bande de Trias, dans laquelle ont été faites des recherches de gypse, sépare les calcaires urgoniens du sommet 430 du granite et des schistes granitisés du Massif de l'Agly.

Plus à l'Est, au Col de Pourteil (fig. 3, coupe 1), les calcaires urgo-aptiens sont eux-mêmes interrompus sur quelques centaines de mètres, si bien que, dans le petit cirque tributaire de la vallée de Maury au Sud duquel la crête recule jusqu'au Mas Cartougné, on peut voir à mi-pente le granite de l'Agly et les schistes granitisés qui l'accompagnent chevaucher directement les schistes albiens suivant un contact qui plonge d'environ 45° vers le Sud.

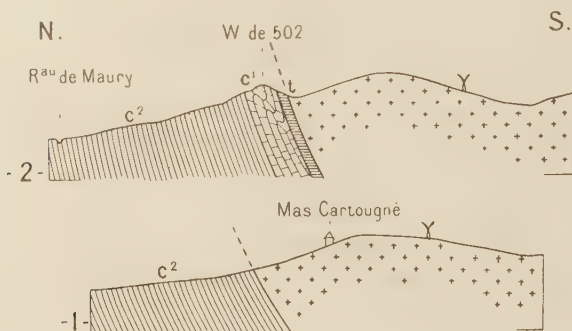


Fig. 3. — Deux coupes du front du Massif de l'Agly dans la région du Col de Pourteil. —
Echelle : 1/30.000.

N. B. — La coupe 1 suit le méridien du col; la coupe 2 est relevée, à l'Est du col, le long de la route de Lesquerde à Maury.

γ granite; t Trias; c¹ calcaires urgoniens; c² marnes albiennes.

La suppression qui vient d'être indiquée, cesse très rapidement. A l'Est du cirque, le flanc inverse se reconstitue et la coupe de la route de Maury (fig. 3, coupe 2) montre à nouveau, au Nord du granite, une lame de gypse triasique anciennement exploité, puis une étroite barre de calcaires urgo-aptiens qui, sur son bord nord, est renversée sur les schistes albiens concordants de la vallée de Maury et plonge de 45° vers le Sud.

En somme, les terrains secondaires de la bordure septentrionale du Massif de l'Agly dessinent, entre les gorges de la Fou et Lesquerde, en enveloppant les écaïlles frontales de Tenduret et de Lesquerde, un flanc inverse composé. A l'Ouest de Lesquerde, le socle du massif étant continu, le flanc inverse devient simple. Il est étroit, fortement laminé et s'étire même complètement au Col de Pourteil. Le Massif de l'Agly, couché au Nord, chevauche légèrement le Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, auquel il succède régulièrement vers le Sud.

L'Anticlinal du Signal de l'Albèze et le Synclinal du vallon du Mas d'el Ménut. — A l'Est du Col de Pourteil, les calcaires urgoniens, dominant toujours la vallée de Maury, se poursuivent dans la crête qui porte la cote 502 et, au delà du petit col voisin du Courtal Estève, dans la montagne du Signal de l'Albèze. En même temps, les couches primaires du Massif de l'Agly, ayant ici échappé à la digestion granitique, sont largement représentées. Elles comportent sur la bordure septentrionale du massif, au-dessus des schistes métamorphiques, une succession régulière, avec des schistes ordoviciens, des schistes carburés gothlandiens, ceux-ci bien développés dans le vallon de la Bordevieille, enfin des calcaires dévonien.

Une bande discontinue de Trias, plusieurs fois recoupée par le sentier du Col de Pourteil à la Bordevieille, jalonne le contact des terrains primaires et de la barre urgonienne.

Les calcaires urgoniens subissent un étirement au voisinage du Courtal Estève; mais ils *ne s'interrompent pas* et se poursuivent, sans aucun doute, dans la crête du Signal de l'Albèze. Autre remarque : déjà, avant d'atteindre cet étirement du Courtal Estève, à un petit col plus occidental qu'emprunte le sentier qui redescend au Nord sur Maury, on peut observer dans la barre calcaire une disposition anticlinale; elle amorce celle qui sera réalisée, d'une manière beaucoup plus nette, au Signal de l'Albèze. Tandis qu'au-dessus du chemin qui longe au Sud la crête 502, vers leur contact avec le Trias et le Dévonien, les calcaires urgo-aptiens plongent de 45° vers le Sud, ils sont verticaux plus au Nord, suivant la crête, puis plongent vers le Nord sur les pentes septentrionales de cette crête, où ils s'enfoncent sous les bancs gréseux habituels de l'Aptien supérieur, précédant les marnes albiennes de Maury.

Ainsi est apparu un anticlinal qui s'enracine dans un des replis de la bordure septentrionale du Massif de l'Agly. Ce repli de la couverture enveloppe sans doute en profondeur une écaille frontale du massif hercynien.

Passons à la région du Signal de l'Albèze. La disposition réalisée est celle représentée sur les trois coupes en série de la figure 4.

Sur la coupe 1 passant par la Bordevieille, les schistes siluriens granitisés du Massif de l'Agly chevauchent directement, suivant un contact qui plonge de 65° au Sud, les calcaires urgoniens du flanc sud de l'Anticlinal de l'Albèze.

Au NE de la Bordevieille, dans le vallon qui descend à l'Est vers le Mas d'el Ménut et la vallée de Maury, un synclinal de marnes albiennes s'intercale entre le repli anticlinal de l'Albèze et le Massif de l'Agly. Les calcaires urgoniens du Signal de l'Albèze se poursuivent jusqu'à la cote 421 et, ceinturés par une bande régulière de couches grés-marneuses, ils s'envoient vers l'Est, sous les marnes albiennes. Du fait de cet ennoyage brusque, le Synclinal du vallon du Mas d'el Ménut communique plus à l'Est, dans la vallée de Maury, avec le Synclinatorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, dont il apparaît, dès lors, comme un simple diverticule.

Examinons la bordure méridionale de ce Synclinal du Mas d'el Ménut.

Vers la terminaison occidentale de leur affleurement, les marnes albiennes sont en contact vers le Sud avec les terrains primaires de l'Agly.

Plus à l'Est, à partir du petit col que franchit le sentier de la Bordevieille au Mas d'el Ménut, des affleurements discontinus de Trias jalonnent le front du

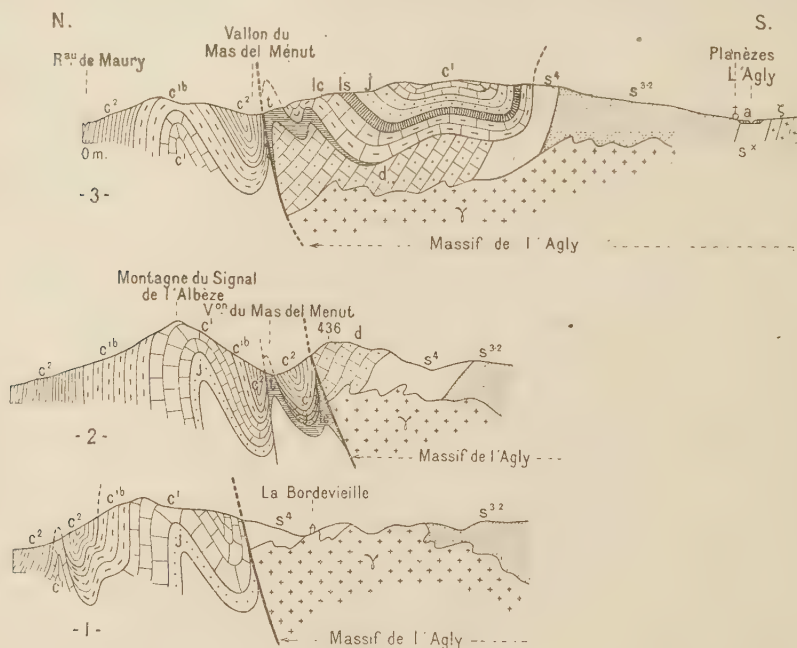


Fig. 4. — Trois coupes du front du Massif de l'Agly au Sud de Maury. —
Echelle : 1/50.000.

γ granite; ξ gneiss; s^x schistes infrasiluriens métamorphiques; s^{3-2} schistes ordoviciens; s^4 schistes gothlandiens; d calcaires dévoniens; t Trias; lc Lias inférieur calcaire; ls Lias moyen et supérieur schisteux; j dolomies jurassiques; c^1 calcaires urgoniens; c^{1b} Aptien supérieur; c^2 marnes albiennes; a alluvions.

Massif de l'Agly. Au col, à l'Ouest de la Bordevieille, la coupe du sentier montre ainsi, du Sud au Nord :

- 1) des schistes siluriens très plissotés;
- 2) des marnes irisées du Keuper;
- 3) des cargneules triasiques, subverticales;
- 4) des marnes albiennes faiblement renversées au Nord.

Le contact des schistes primaires et du Trias est voisin de la verticale; le Massif de l'Agly est donc ici plus faiblement couché au Nord que dans des parages plus occidentaux. La coupe analysée indique, d'autre part, sur la bordure des terrains primaires, entre le Trias et les marnes albiennes, un étirement considérable, celui de toute la série secondaire calcaire.

Au Nord du sommet 436 (fig. 4, coupe 2), le Trias est lui-même étiré et les

calcaires dévoniens chevauchent directement les marnes albiennes. La disposition est comparable à celle que nous avons reconnue au Col de Pourteil ; mais le front de l'Agly chevauche maintenant, non plus directement le Synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet, mais un diverticule méridional de celui-ci. Dans le détail, la structure se révèle même encore plus complexe. J'ai, en effet, découvert, au Nord de la cote 436, sur la rive gauche du ruisseau, une boutonnière de Trias gypseux qui crève en anticlinal au milieu des marnes albiennes du Synclinal du Mas d'el Ménut.

Passons à l'examen de la coupe 3. A l'Est du sommet 436, sur les pentes qui dominent le ruisseau, on voit bientôt réapparaître le Trias. Celui-ci enveloppe les calcaires dévoniens qui, subissant un rapide abaissement d'axe vers l'Est, s'ennoient dans cette direction sous une couverture régulière de couches secondaires formant le vaste entablement calcaire du Nord de Planèzes et de Latour-de-France. Cette couverture secondaire montre une succession régulière, comportant, au-dessus du Trias, le Lias inférieur calcaire, le Lias moyen et supérieur schisteux, les dolomies du Jurassique moyen, enfin, au sommet, les calcaires urgo-aptiens qui constituent tout le plateau calcaire portant les cotes 417 et 329.

Au Nord de cette série faiblement ondulée, le Trias gypseux dessine un genou anticlinal, par place accidenté, dans le ravin au Sud du Mas d'el Ménut par exemple, de replis secondaires des calcaires liasiques. Ce genou de Trias est immédiatement suivi vers le Nord par les marnes albiennes. Le contact du Trias et de l'Albien est visible au Sud du Mas d'el Ménut, où le ruisseau, dans une boucle, atteint localement l'affleurement gypseux qu'il a profondément entaillé, ainsi que les couches albiennes très friables. Très incliné, comme le sont d'ailleurs les marnes albiennes, ce contact plonge de 80° vers le Sud. Au Nord du genou anticlinal de Trias, suivant le contact de ce terrain et des marnes albiennes du Synclinal du Mas d'el Ménut, subsiste l'étirement d'un flanc inverse complet, dont les couches secondaires du plateau du Nord de Planèzes représentent la retombée dans le flanc normal.

En résumé, à l'Est du Col de Pourteil une ride anticlinale, qui traduit, sans doute, l'existence d'une écaille profonde sur le front du Massif de l'Agly, accidente le flanc inverse que dessine la couverture secondaire. C'est l'Anticlinal du Signal de l'Albèze. Ce pli, encore déversé au Nord dans sa partie occidentale, est presque symétrique vers sa terminaison orientale. Il est suivi vers le Sud par un petit repli synclinal, le Synclinal du vallon du Mas d'el Ménut, contre le bord méridional duquel vient buter directement, avec un étirement complet de sa couverture dans le flanc inverse, la masse principale du Massif de l'Agly. Par la bande anticlinale du Signal de l'Albèze qui s'ennoie vers l'Est sous les marnes albiennes de la dépression de Maury, le Massif de l'Agly tout entier s'enracine au Sud du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet.

3. — LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU MASSIF DE L'AGLY A L'OUEST DES GORGES DE LA FOU

Revenons à la cluse de l'Agly, dans les gorges de la Fou, et suivons, vers l'Ouest maintenant, la bordure septentrionale du Massif de l'Agly.

La barre renversée des calcaires urgoniens du Pont de la Fou se poursuit à l'Ouest de la vallée de l'Agly suivant la crête de la Couillade de Ventefarine et du Roc Rouge, où elle dessine, entre la vallée de Saint-Paul-de-Fenouillet et de Caudiés, au Nord, et la dépression du Col d'el Bouix et de Fosse, au Sud, un repli anticlinal que je désigne sous le nom de *lamé anticlinale de Puilaurens*.

Plus au Sud, l'écaille de granite de Tenduret s'enfonce sous son revêtement secondaire, un peu à l'Ouest de la vallée de l'Agly. Le vallon qui, sur la rive droite de l'Agly, remonte vers l'Ouest au-dessus de la route de Saint-Martin dans la direction du Col d'el Bouix est encore occupé par du granite. Celui-ci est suivi au Nord par des affleurements discontinus de schistes rouges du Trias et par une bande de calcaires liasiques, quartzifiés et minéralisés, par place très bréchoïdes, qui prolongent les assises identiques de la rive gauche de l'Agly et sont toujours plaqués contre la barre renversée de calcaires urgoniens formant falaise au-dessus de la vallée de Saint-Paul. Le granite s'envoie vers l'Ouest, avant d'atteindre le col où affleurent les calcaires urgoniens. Vers sa terminaison, le granite est ceinturé par les couches secondaires qui retombent plus au Sud, où elles se disposent dans un repli synclinal très aigu, que j'appellerai le *Synclinal du barrage de l'Agly*. Ce synclinal sépare l'écaille de Tenduret de la bande cristalline de Saint-Arnac et de Saint-Martin.

Le Synclinal du barrage de l'Agly est lui-même accidenté d'une ride anticlinale qui fait réapparaître le Trias dans les carrières de gypse, dites du Pont de la Fou, situées au-dessus de la route de Saint-Martin (pl. VI, coupe 3). Le gypse, associé à des marnes rouges du Trias, s'envoie très vite vers l'Ouest sous la série secondaire qui comporte des calcaires en plaquettes¹ de l'Infra-Lias et des calcaires jura-crétacés montrant à leur base une assise de brèches. Le synclinal se poursuit vers l'Est; très aigu, il forme toute la crête qui court de l'Ouest à l'Est par les cotes 589 et 510 et sépare la vallée de l'Agly de la vallée de la Riverole, ou ruisseau de Saint-Martin. Les divers termes de la série secondaire se perdent en hauteur dans la direction de l'Est, vers la terminaison périssynclinale de la bande secondaire. Au-dessus de la vallée de l'Agly, la route de Saint-Martin recoupe successivement les calcaires urgo-aptiens très cristallins, puis, au Nord du sommet 510, la dolomie jurassique noire pulvérulente, les calcaires schisteux et les schistes à Bélemnites, à Pectens et à Térébratules du Lias moyen et supérieur¹, enfin les calcaires quartzifiés et minéralisés du Lias inférieur, qu'elle suit en direction jusqu'à son coude brusque au point coté 421.

¹ Ces couches ont été signalées par M. Dubar [128, p. 36, 128 et 187]. L. Carez [254, p. 530] avait reconnu l'Infralias.

Dans le flanc sud du synclinal, les calcaires liasiques restent en hauteur au-dessus de la route de Saint-Martin, elle-même tracée dans le granite. Celui-ci est remarquable auprès de Saint-Martin par les enclaves de schistes granitisés incorporées dans sa masse. A l'Est de la cote 421, les calcaires liasiques, verticaux, redescendent en contre-bas de la route, traversent le lit de l'Agly immédiatement en aval d'un petit barrage et remontent au Nord de Saint-Arnac, pour se terminer en hauteur sur le granite.

La bande synclinale que nous venons d'analyser en détail, comporte à son sommet, dans la région du Col d'el Bouix, des marnes albiennes. En effet, si le premier col qui domine vers l'Ouest la vallée de l'Agly se trouve, comme nous venons de le dire, dans les calcaires urgoniens sous lesquels s'est ennoyé le granite de Tenduret, le vallon qui mène vers le Col d'el Bouix montre bientôt, décapé dans le lit du ruisseau au milieu des éboulis calcaires, un affleurement de schistes noirs albiens alternant avec des bancs gréseux très bouleversés, mais dans l'ensemble fort redressés. L'allure des couches albiennes au Col d'el Bouix, où on les voit remonter au Sud du vallon sur les pentes du sommet 589 et se terminer en hauteur sur les calcaires, ainsi qu'en témoignent tous les pendages, ne laisse aucun doute sur la disposition synclinale de leur affleurement. D'ailleurs, un très fort argument est fourni dans le même sens par le fait que dans la vallée de l'Agly, à 1 kilomètre à peine de la terminaison de ce lambeau albien, affleure, à 200 mètres en contre-bas, le granite et non pas les marnes albiennes, comme elles devraient le faire si l'affleurement du Col d'el Bouix correspondait à une fenêtre et non à un synclinal. Ainsi s'individualise au Col d'el Bouix, entre la lame calcaire de Puilaurens et le Massif de l'Agly, un synclinal très aigu, le *Synclinal de Fosse*.

Nous allons suivre vers l'Ouest, sur la bordure septentrionale du Massif de l'Agly, les deux accidents que nous venons de distinguer :

1° la lame anticlinale de Puilaurens ;

2° le Synclinal de Fosse.

1. — La lame anticlinale de Puilaurens

Les calcaires urgo-aptiens à *Toucasia* de la Couillade de Ventefarine et du Roc Rouge sont suivis vers le Nord par les bancs marno-gréseux de la partie supérieure de l'Aptien, dont le passage aux schistes albiens de Saint-Paul et de Caudiés est continu. Au contraire, sur le flanc méridional de la lame anticlinale de Puilaurens, les calcaires viennent directement en contact avec les schistes albiens du Synclinal de Fosse. Il semble donc qu'un plan d'étiement, d'ailleurs très redressé, limite au Sud la lame de Puilaurens.

La lame de Puilaurens forme, au Sud de Caudiés, la pittoresque barre calcaire qui porte le village de Fenouillet. La coupe de la route de Caudiés à Fenouillet (pl. VI, coupe 5), déjà analysée (p. 81), montre toujours la même disposition. La bande calcaire est très redressée ; au Nord lui succèdent des bancs gréso-marneux, faiblement renversés sous elle ; ils alternent avec des assises

schisteuses qui passent insensiblement aux schistes albiens de la chapelle de N.-D. de Laval. Vers le Sud, au contraire, les bancs gréseux font défaut et les calcaires de Fenouillet sont directement suivis par les schistes albiens du Synclinal de Fosse.

Au delà vers l'Ouest, la barre calcaire se poursuit dans la Serre d'Arquières. Elle est profondément entaillée, entre la Pradelle et Puilaurens, par la vallée de la Boulzane et forme enfin, vers sa terminaison occidentale, le rocher qui porte les ruines du Château de Puilaurens.

La lame anticlinale de Puilaurens dans les gorges de la Boulzane.

— La Boulzane, avant de tourner à angle droit vers l'Est et de suivre la dépression E-W de la Pradelle à Saint-Paul-de-Fenouillet, pour se jeter ensuite dans l'Agly à l'entrée des gorges de la Fou, recoupe, en aval du village de Puilaurens, la barre urgonienne que nous suivons depuis le pont de la Fou.

La coupe de la rive droite de la Boulzane montre une disposition assez complexe. En face de Puilaurens, la crête calcaire de la Serre d'Arquières, très faiblement renversée au Nord, se dédouble et, seule, la barre septentrionale issue de ce morcellement, atteint, en amont du village, le thalweg de la Boulzane, pour se poursuivre, sur la rive gauche de la rivière, dans le rocher qui porte les ruines du Château de Puilaurens. La barre calcaire méridionale, séparée de la précédente par un vallon dans lequel les éboulis montent très haut vers l'Est, n'atteint pas le fond de la vallée, masqué par des éboulis, et ne se poursuit pas sur la rive gauche, où, dans son prolongement, n'affleurent que des calcaires marneux et des schistes albiens. Au Nord du pont de Puilaurens, en bas du vallon qui sépare les deux barres calcaires, les schistes albiens affleurent sous les éboulis deviennent coalescentes et se fusionnent au-dessus des éboulis. Les masses calcaires semblent ainsi dominer topographiquement les schistes. C'est une apparence. La disposition réalisée s'explique parfaitement, à mon avis, par un ennoyage très brusque de la barre calcaire méridionale sous les schistes noirs de Puilaurens, dont le petit affleurement signalé sur la rive gauche de la Boulzane au Nord du pont correspond à un petit repli synclinal entre les deux barres calcaires. La distance horizontale qui existe entre le thalweg et la terminaison de la barre méridionale au-dessus des éboulis est suffisante pour que, par un brusque ennoyage, cette barre calcaire puisse s'enraciner vers l'Ouest avant d'atteindre la Boulzane. Sans doute, la disposition est-elle assez inattendue et révèle-t-elle un style structural particulier, celui propre aux séries isoclinales vigoureusement plissées et mettant en présence deux matériels de dureté différente, d'une part, un complexe schisteux et, de l'autre, le substratum calcaire de celui-ci.

La coupe de la rive gauche de la Boulzane (pl. VI, coupe 7) est beaucoup plus simple.

Le rocher qui porte les ruines du Château de Puilaurens est constitué par des calcaires compacts, gris clair, à sections de rudistes, qui prolongent indiscutablement ceux de la Serre d'Arquières. Ils sont subverticaux, très faiblement

couchés vers le Nord. Dans le flanc nord de l'anticlinal que dessinent les calcaires urgoniens, ceux-ci sont suivis en concordance par des calcaires marneux et des grès à *Exogyra aquila* et à *Orbitolines*, formant, au Nord de la barre rocheuse, toutes les pentes raides jusqu'au vallon qui rejoint la vallée de la Boulzane à quelques centaines de mètres seulement de la Pradelle. Ces couches marno-gréseuses, qui représentent l'Aptien supérieur, précèdent les schistes albiens, concordants, de la Pradelle. La coupe révèle donc, sur le flanc nord de l'anticlinal, un passage continu de l'Aptien à l'Albien à travers une série de couches concordantes. Par contre, les couches marno-gréseuses sont étirées dans le flanc méridional de la lame de Puilaurens, où les calcaires du château viennent en contact direct avec les marnes albiennes du Synclinal de Fosse.

La terminaison occidentale de la lame anticlinale de Puilaurens. — Si l'on contourne le rocher couronné par les ruines du Château de Puilaurens, on voit les calcaires urgoniens s'envoyer vers l'Ouest. Cet envoi est très rapide, car les calcaires n'atteignent même pas le petit col à l'Ouest du château ¹. Ce col est occupé par les calcaires marneux de l'Aptien supérieur qui passent progressivement, vers le Nord et vers l'Ouest, aux schistes albiens du sommet 782. Ces calcaires marneux, subverticaux, faiblement renversés au Nord, enveloppent la terminaison de la barre urgonienne et viennent s'étirer sur sa face méridionale. Pour si rapide que soit l'envoie de l'anticlinal vers l'Ouest, la disposition réalisée démontre indiscutablement l'enracinement de la barre calcaire de Puilaurens et de la Serre d'Arquières. La sortie brutale de cet anticlinal au sein des schistes albiens, sans doute facilitée par la différence de plasticité de la barre calcaire et de la masse schisteuse, explique très bien l'éirement des assises marno-calcaires de l'Aptien supérieur dans le flanc méridional de l'anticlinal ². Sans doute, l'accident de détail de la rive droite de la Boulzane peut-il paraître singulier; mais la terminaison occidentale de la lame calcaire à l'Ouest du Château de Puilaurens n'en est pas moins une terminaison périanticlinale très nette. D'ailleurs, 4 kilomètres plus à l'Ouest, dans le prolongement de la lame de Puilaurens, surgit au Nord d'Axat, l'Anticlinal du Pic d'en Brosse, qui, constitué par des calcaires marneux de l'Aptien supérieur, émerge brusquement des marnes albiennes. Plus loin encore vers l'Ouest, au delà de l'Aude, dans la vallée du Rébenty, et toujours sur le même alignement, surgissent de la profondeur les lames anticlinales du

¹ M. Léon Bertrand figure sur la Feuille de Quillan, à l'Ouest du Château de Puilaurens, un petit témoin calcaire isolé au sommet d'un mamelon de la région albienne. Il le considère [30, p. 61 et pl. III, coupe 6] comme une Klippe urgonienne respectée par l'érosion sur les marnes albiennes dans le prolongement de la « charnière anticlinale de Puilaurens ».

La situation de ce témoin pouvait, en effet, paraître extraordinaire. Or, ce n'est pas un rocher de calcaire urgonien, mais un affleurement de quartzites verticaux interstratifiés dans les schistes albiens sur le même alignement que ceux que j'ai découverts sur la rive droite de la Boulzane au Sud de la Serre d'Arquières et dont il a déjà été question (p. 72).

² Cet accident, qui nous paraît correspondre à une simple surface d'éirement entre la lame anticlinale de Puilaurens et le Synclinal de Fosse, est désigné par Carez sous le nom de « faille de Puilaurens » [91, V, p. 3290, 98, p. 101].

Sud de Quirbajou et du Château d'Able dont la structure est identique à celle de la lame de Puilaurens.

Nos observations s'opposent ainsi à l'opinion qui voudrait voir la lame calcaire de Puilaurens flotter sur les schistes albiens. Il convient, d'ailleurs, de remarquer que la lame de Puilaurens est en continuité avec la bande de la Serre de l'Artigue del Baurien, sous laquelle s'ennoie l'écaille de granite de Lesquerde. La lame de Puilaurens coiffe ainsi une écaille frontale du Massif de l'Agly et elle s'enracine, de ce fait, au Sud du Synclitorium de Saint-Paul, de la même façon que la masse calcaire du Signal de l'Albèze, que l'on peut considérer comme représentant le prolongement oriental de la lame de Puilaurens.

Considérée dans son ensemble, c'est-à-dire avec son prolongement à l'Est de Lesquerde dans la montagne du Signal de l'Albèze, la lame de Puilaurens nous apparaît comme un accident anticlinal qui s'enracine, au Sud du Synclitorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, dans un des replis frontaux du Massif de l'Agly.

2. — Le Synclinal de Fosse et le front du Massif de l'Agly à l'Ouest du Col d'el Bouix

Au Sud de la lame de Puilaurens, s'allonge le Synclinal de Fosse. Nous allons suivre cet accident vers l'Ouest, jusqu'au delà de la vallée de la Boulzane, où, dans la région du Col Compérié, la lame de Puilaurens s'étant ennoyée, il se réunit au Synclitorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, dont il est une dépendance.

Très aigu, et chevauché par place, sur sa bordure méridionale, par le Massif de l'Agly, le Synclinal de Fosse, se traduit, à l'Ouest du Col d'el Bouix, par une série d'affleurements albiens dont la discontinuité est due à des surélévations d'axe du pli.

Un premier affleurement albien remplit la longue et étroite dépression qui court, au Sud de la crête urgonienne de la Couillade de Ventefarine, depuis le Col d'el Bouix jusqu'au Sud de la cote 632. La disposition synclinale de l'affleurement est particulièrement nette vers sa terminaison orientale au Col d'el Bouix, où les calcaires urgoniens de la lame de Puilaurens (Couillade de Ventefarine et gorges de la Fou) se relie à ceux de la cote 589 par dessous les marnes, en émettant, d'ailleurs, vers l'Ouest une digitation anticlinale qui traverse le thalweg et sur laquelle reposent ces marnes, ainsi qu'en témoignent tous les pendages.

Dans toute la longueur de leur affleurement, par place interrompu par les éboulis, les schistes albiens sont verticaux ou plongent au Sud. La coupe que l'on peut relever dans le vallon N-S qui aboutit au coude que fait la route au Nord de Saint-Martin, montre les couches albiennes très inclinées, plongeant très fortement au Sud et concordantes aussi bien avec les calcaires urgoniens de la lame de Puilaurens, vers le Nord, qu'avec les calcaires jurassiques de la bordure de l'Agly, vers le Sud. Dans ce vallon la succession est, du Nord au Sud, la suivante :

1. Calcaires urgo-aptiens à *Toucasia* ;
2. Schistes albiens ;
3. Calcaires blancs cristallins ;
4. Calcaires bruns minéralisés (Lias) ;
5. Schistes verts et violacés, cargneules et calcaires jaunes très broyés (Trias) ;
6. Granite de Saint-Martin, à enclaves de schistes granitisés.

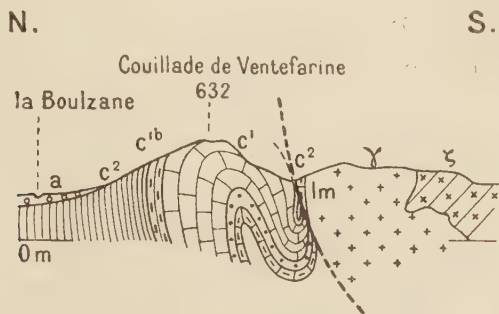


Fig. 5. — Coupe montrant le laminage du Synclinal de Fosse, entre le Massif de l'Agly et la lame de Puilaurens, au Nord de Saint-Martin. — Echelle : 1/50.000.

γ granite de l'Agly ; ζ gneiss ; lm calcaires cristallins liasiques du revêtement de l'Agly ; c¹ calcaires urgo-aptiens ; c¹ᵇ Aptien supérieur ; c² marnes albiennes ; a alluvions.

Au delà de cette coupe vers l'Ouest, le renversement du front du Massif de l'Agly s'exagérant, l'étroite bande synclinale de schistes albiens est localement recouverte par la bordure calcaire du massif et elle se trouve pincée entre celui-ci et l'anticlinal plus frontal de la lame de Puilaurens. Cette disposition, représentée sur la figure 5, est réalisée au Sud de la Couillade de Ventefarine (cote 632), où, sur 500 mètres environ, les calcaires cristallins bréchoïdes, sans doute liasiques¹, organisés en flanc inverse au Nord du granite de l'Agly, débordent les schistes albiens et viennent en contact avec les calcaires urgoniens de la lame de Puilaurens.

Après une courte interruption, les marnes albiennes réapparaissent au Nord de la cote 498 et, leur affleurement s'élargissant rapidement, elles remplissent toute la vaste dépression de Fosse et de las Cabanes et s'étendent vers l'Ouest jusqu'au Courtal Mathieu. Au Sud, le Massif de l'Agly s'effile en une étroite bande de granite et de schistes cristallins qui n'a plus que 1 kilomètre de large. Dans tout l'affleurement de Fosse, les couches albiennes sont très voisines de la

¹ Relativement à la constitution du revêtement secondaire sur la bordure septentrionale du Massif de l'Agly, j'insiste sur la difficulté que l'on éprouve pour distinguer, à l'Ouest de Saint-Martin, la succession des étages dans une série calcaire qui paraît homogène et qui devient de plus en plus cristalline vers l'Ouest. Sans doute, cette série est-elle localement l'objet de suppressions partielles par étirement ; mais, d'autre part, le métamorphisme en masque la succession et nous emploierons, avec M. Léon Bertrand, le terme de calcaires jura-crétacés pour désigner tout l'ensemble de la couverture secondaire de calcaires métamorphiques.

verticale ; il en est de même de leur contact vers le Nord avec les calcaires urgoniens de la crête 686, qui est toujours faiblement renversé vers le Nord. Sur le bord méridional du bassin de Fosse, le chevauchement du front de l'Agly sur l'Albien s'atténue rapidement, puis disparaît. En même temps, la bordure calcaire du Massif de l'Agly s'étire, si bien qu'à l'Ouest de la cote 498 on peut suivre, sur le bord méridional du Synclinal de Fosse, le contact direct entre les marnes albiennes, d'une part, et le granite ou les schistes cristallins de l'Agly, de l'autre. Ce contact est vertical, comme le sont aussi, sur la bordure du synclinal, les marnes albiennes ¹. La disposition synclinale de l'affleurement albien est particulièrement nette vers sa terminaison occidentale, lorsqu'apparaît à nouveau, sur son bord méridional, une bande calcaire. Cette dernière passe au Courtal Mathieu, à l'Ouest duquel elle se relie aux calcaires de la lame de Puilaurens par dessous les marnes albiennes qui se perdent en hauteur vers l'Ouest.

A l'Ouest du Courtal Mathieu, la route de Fosse à Fenouillet reste dans le granite ; elle est dominée par la crête calcaire de la cote 684. J'ai pu trouver au-dessus de la route, dans le prolongement longitudinal de l'affleurement de Fosse, des lambeaux assez étendus de marnes albiennes ; ils indiquent le prolongement du Synclinal de Fosse vers l'Ouest. En montant au-dessus de la route, on trouve en effet, après une première barre calcaire qui correspond à celle apparue au Courtal Mathieu, des marnes albiennes très redressées, à pendages Sud, qui forment, au Sud de la cote 684, une bande longitudinale de direction E-W et remontent vers le Nord jusqu'aux éboulis calcaires de la crête urgonienne.

En face du village de Fenouillet, la route de Caudiés recoupe, avant d'entrer dans le défilé creusé dans les calcaires de la lame de Puilaurens, le même petit repli synclinal de marnes albiennes pincé sur le front du Massif de l'Agly et séparé du granite par une étroite lame de calcaires cristallins. La bande de marnes albiennes se poursuit dans la même situation au Sud du village de Fenouillet ² ; elle est recoupée, entre les deux moulins, par le ruisseau qui coule à l'Ouest du village (fig. 6 et 7) et, s'élargissant, se poursuit dans la combe d'Aiguesbonnes, vallon longitudinal qui court de l'Est à l'Ouest jusqu'à la vallée de la Boulzane, entre le massif calcaire du Sommet des Campets et du Pech de Carabatets, au Sud, et la barre calcaire de la Serre d'Arquières, au Nord. La Boulzane recoupe les marnes albiennes du Synclinal de Fosse entre la scierie de la Folie et le village de Puilaurens. Au delà vers l'Ouest, les marnes albiennes enveloppent la terminaison de la lame anticlinale de Puilaurens et se relie à celles du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet.

¹ Les marnes albiennes de Fosse, qui plongent de 60° vers le Sud sur la route au Sud de Fosse, se redressent plus au Sud et sont verticales, au contact des schistes granitisés, sur la crête de la petite butte allongée située à l'Ouest de las Cabanes. Le même contact de l'Albien et du granite de l'Agly peut s'observer dans la mine de Kaolin au Sud de la route. Il y est vertical ou très faiblement renversé au Nord.

² La coupe d'ensemble passant par le village de Fenouillet (pl. VI, coupe 5) est analysée (p. 84).

Dans son parcours de Fenouillet à Puilaurens, le Synclinal de Fosse, toujours faiblement couché au Nord, est dissymétrique ; le renversement des couches albiennes étant surtout accusé sur la bordure méridionale de leur affleurement, où les calcaires de la carapace du dôme de Salvezines sont renversés sur eux, ainsi qu'en témoigne la très nette inflexion du contact vers l'amont en face de la scierie de la Folie à la traversée de la Boulzane.

Le Synclinal de Fosse est une dépendance du Synclinatorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, conservée en hauteur, au Sud de la lame de Puilaurens, dans un des replis du flanc inverse complexe que dessine le revêtement secondaire du Massif de l'Agly. La bande synclinale est discontinue, très aiguë, verticale ou légèrement couchée au Nord ; elle est, au moins par place, chevauchée sur son bord méridional par le Massif de l'Agly. La violente serrée subie par le Synclinal de Fosse explique toutes les dispositions aberrantes qui s'y trouvent réalisées.

Relativement à la constitution des couches albiennes du Synclinal de Fosse, il convient de signaler le développement tout à fait exceptionnel que prennent, dans la région de Puilaurens, au sein de la masse schisteuse, des intercalations de grès et de quartzites du même type que ceux du Roc Vertret. Ces roches très dures forment, sur les deux rives de la Boulzane, un alignement discontinu de rochers émergeant des marnes albiennes beaucoup plus tendres. Un premier pointement de quartzites débute dans la combe d'Aiguesbonnes au Nord de la cote 716, non loin du col qui sépare le versant de la Boulzane de celui du ruisseau de Fenouillet. Les quartzites affleurent sur une largeur de 150 mètres environ et forment un piton abrupt au Nord du vallon principal qui court vers la Boulzane. Les bancs quartziteux montrent des pendages de 45° vers le Sud ; ils sont parfaitement concordants avec les schistes noirs de l'Albien qui les recouvrent sur leur bord méridional, comme avec ceux sur lesquels ils s'appuient vers le Nord, par l'intermédiaire de bancs gréseux d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur alternant eux-mêmes avec des assises schisteuses moins puissantes. Après un affleurement d'environ 600 mètres de long, la bande de quartzites s'étire au milieu des marnes albiennes, puis affleure à nouveau, au Sud du village de Puilaurens, sur la rive droite de la Boulzane. Enfin, après une nouvelle interruption, se situe, dans le prolongement des pointements précédents, celui qui forme le beau rocher quartziteux isolé au milieu des marnes albiennes au Sud du sommet 782 ¹.

II. — La terminaison occidentale du Massif de l'Agly

A l'Ouest du méridien de Saint-Martin et de Vivier, le Massif de l'Agly s'étrangle suivant une étroite bande de terrains cristallins qui, entre les deux affleurements de marnes albiennes de Fosse, au Nord, et de la Forêt de Bou-

¹ Voir p. 95.

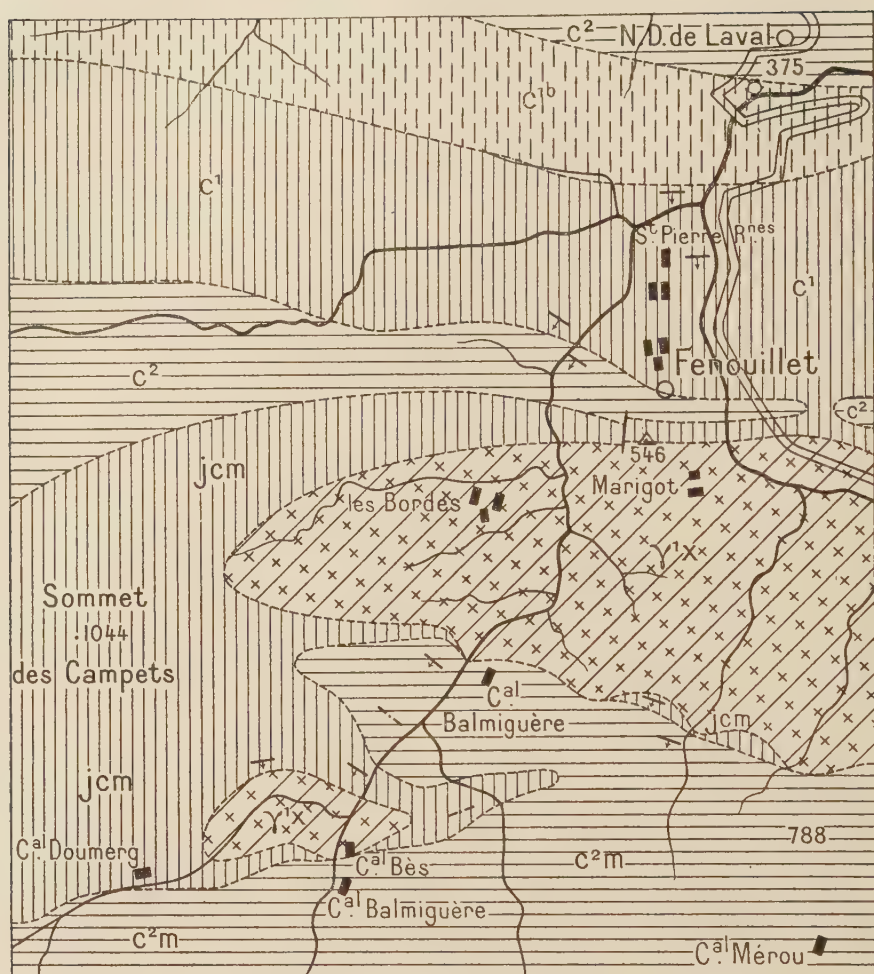


Fig. 6. — Carte géologique de la terminaison occidentale du Massif de l'Agly. —
Echelle : 1/25.000.

γ^{1x} granite, gneiss et schistes cristallins ; jcm calcaires jura-crétacés marmoréens ; c^1 calcaires urgo-aptiens ; c^{1b} calcaires marneux de l'Aptien supérieur ; c^2 schistes noirs albiens ; c^{2m} calcaires et calcschistes noirs métamorphiques.

cheville, au Sud, court en direction, avant de disparaître sous la couverture de calcaires secondaires du Sommet des Campets. Les terrains cristallins et primaires reviennent au jour, plus à l'Ouest, au fond du cirque de Salvezines.

L'ennoyage du granite de l'Agly sous sa carapace de calcaires métamorphiques du Sommet des Campets, au SW de Fenouillet, est tout à fait régulier ; mais, au Sud de cette saillie anticlinale majeure jalonnée par le Massif de l'Agly et le Massif de Salvezines, un autre ressaut anticlinal ramène en surface le tré-

fonds hercynien, 1 kilomètre plus au Sud, dans le petit affleurement du Courtal Bès.

La disposition ainsi réalisée (fig. 6 et 7) mérite que l'on s'arrête à la décrire en détail. En effet, non seulement elle donne des indications précieuses sur la structure du tréfonds hercynien, susceptible de s'émietter en une série de lames pressant entr'elles des intercalations de terrains secondaires; mais elle fournit la preuve la plus évidente de la situation profonde du Massif de l'Agly par rapport aux schistes albiens métamorphiques de la Forêt de Boucheville.

La figure 7 représente la coupe prise en remontant le ruisseau qui coule à l'Ouest de Fenouillet. Cette coupe intéresse successivement, du Nord au Sud, en amont des schistes albiens et des calcaires marneux de la vallée de Caudiés :

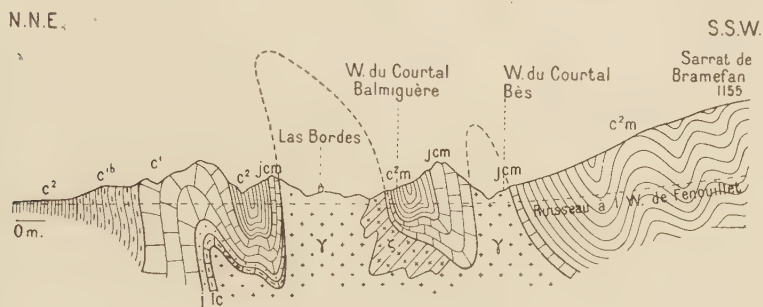


Fig. 7. — Coupe du ruisseau qui coule à l'Ouest de Fenouillet. — *Echelle : 1/50.000.*

γ granite du Massif de l'Agly; ζ gneiss; lc Lias calcaire; j dolomies jurassiques; c^a calcaires urgo-aptiens; c^b calcaires marneux de l'Aptien supérieur; c^c marnes albiennes; jcm calcaires métamorphiques jura-crétacés; c^cm schistes albiens métamorphiques.

1. les calcaires urgo-aptiens de la lame de Puilaurens ;
2. les schistes albiens du Synclinal de Fosse ;
3. la barre de calcaires métamorphiques du Signal de Fenouillet (cote 546) ;
4. le granite de las Bordes (Massif de l'Agly) ;
5. une étroite lame de calcaires métamorphiques ;
6. les schistes albiens métamorphiques, à faciès dit « de Rodome », du Courtal Balmiguère ¹, qui sont une dépendance du Synclinal de Boucheville ;
7. une nouvelle barre verticale de calcaires métamorphiques ;
8. l'affleurement cristallin du Courtal Bès ;
9. une étroite lame de calcaires métamorphiques ;
10. l'énorme masse des schistes albiens métamorphiques de Boucheville.

La disposition anticlinale de l'affleurement cristallin du Courtal Bès et la terminaison en hauteur, en avant de celui-ci, des schistes métamorphiques du Courtal Balmiguère sur les calcaires jura-crétacés du Sommet des Campets sont très nettement mises en évidence par l'examen des deux versants de la vallée, de part et d'autre de la coupe décrite.

¹ La carte d'Etat major indique, à peu de distance entr'elles, trois granges toutes trois désignées sous le nom de Courtal Balmignière. Celle dont il est question ici, est la plus septentrionale.

Les calcschistes noirs métamorphiques de l'Albien, que le ruisseau entaille au Sud du granite de las Bordes en face du Courtal Balmiguère, correspondent à un synclinal accessoire détaché de la masse principale de la Forêt de Boucheville : ils remontent à l'Ouest du ravin, pour venir se terminer en hauteur sur les calcaires du Sommet des Campets dans la direction du sommet 1044. Ce petit synclinal albien, dissymétrique, couché au Nord sur sa bordure septentrionale, montre dans son flanc nord des lambeaux étirés de calcaires métamorphiques, formant une étroite lame qui se détache du Sommet des Campets. Cette lame est recoupée sur la rive gauche, au-dessus du ravin, par les deux sentiers qui mènent à las Bordes : elle s'étire avant d'atteindre le thalweg. Sur la rive droite, on retrouve dans son prolongement, au delà du Courtal Balmiguère, au NW de la cote 788, des lambeaux calcaires étirés qui plongent au Sud et jalonnent le contact suivant lequel les calcschistes de Boucheville reposent sur le bord méridional du Massif de l'Agly. Sur le flanc sud du petit synclinal albien du Courtal Balmiguère, les schistes métamorphiques sont suivis par une barre verticale de calcaires métamorphiques : celle-ci, en continuité vers l'Ouest avec le Sommet des Campets, traverse le ravin et forme, au delà vers l'Est, une lame anticlinale qui, de sa direction NW-SE, tourne bientôt franchement à l'Est et s'ennoie sous les schistes albiens. C'est au milieu de ces calcaires métamorphiques jurassico-crétacés, dont la disposition anticlinale est ainsi nettement établie, que surgit, vers le confluent de la vallée principale et du vallon qui descend du Col de Tuilla, l'affleurement cristallin du Courtal Bès. Le granite et les schistes cristallins sont presque complètement entourés par les calcaires métamorphiques. Ceux-ci ne sont étirés qu'au Sud de l'affleurement cristallin, dans le thalweg et sur la rive droite du ravin ; mais on les voit réapparaître très vite sur la rive gauche en bordure des schistes de la Forêt de Boucheville, tandis que, dans le vallon qui descend du Col de Tuilla, le granite montre une belle terminaison périclinale sous les calcaires.

L'étude détaillée, qui vient d'être faite, de la terminaison occidentale du Massif de l'Agly nous amène à formuler des *conclusions* qui ont une importance majeure relativement à l'interprétation structurale de toute la partie orientale de la Feuille de Quillan.

Le Massif de l'Agly est enraciné en avant du Synclinal de la Forêt de Boucheville. Au Sud de la saillie anticlinale majeure du massif, un nouveau ressaut anticlininal se traduit par l'existence du petit affleurement cristallin du Courtal Bès, séparé du Massif de l'Agly par une langue de schistes métamorphiques qui se détache de la masse de la Forêt de Boucheville en un synclinal accessoire.

III. — Les lambeaux de la couverture secondaire conservés sur le Massif de l'Agly

La structure très plissée que nous a révélée l'étude de la bordure septentrionale du Massif de l'Agly, qui s'émiette vers l'Ouest en lames anti-

clinales pressant entr'elles des témoins synclinaux, verticaux ou couchés au Nord, de terrains secondaires, se retrouve, plus au Sud, dans la partie interne du massif hercynien. Au milieu des terrains cristallins, la couverture secondaire est, en effet, conservée localement dans des bandes longitudinales très aiguës, qui présentent la même disposition que les replis synclinaux plus frontaux du barrage de l'Agly et des carrières de gypse de Lesquerde. Ces témoins discontinus de terrains secondaires s'alignent suivant deux bandes, orientées NW-SE, parallèlement à la bordure méridionale du Massif de l'Agly. Un premier alignement correspond aux affleurements calcaires de la Serre de Verges et de la Tour de Lansac et au pointement triasique du Régatieu ; sur un deuxième, plus méridional, se situent, en bordure de l'Agly, toute une série de petits lambeaux calcaires.

Le repli synclinal de la Serre de Verges, de la Tour de Lansac et du Régatieu. — L'Agly coupe, au Nord d'Ansignan, en amont de la cote 224, une barre calcaire large de quelques centaines de mètres. Celle-ci ne se poursuit guère vers l'Ouest ; mais elle forme, sur la rive gauche de l'Agly, toute la crête de la Serre de Verges, puis, après une courte interruption, le Massif de la Tour de Lansac. Pincés au milieu du granite et des schistes cristallins, les calcaires sont verticaux. Dans la vallée de l'Agly, où ils sont exploités comme marbres, ce sont de splendides brèches très cristallines, à éléments blancs ou noirs et à ciment généralement rouge. Ils paraissent représenter, au moins en partie, le Lias, où ce faciès est fréquent¹.

Dans le prolongement de ces affleurements calcaires, se situe le lambeau de Trias gypseux que l'on rencontre sur la rive gauche de l'Agly au Sud du Mas d'el Régatieu, entre Caramany et Basiguères. Le gypse, autrefois exploité, forme de beaux affleurements au-dessus du lit de l'Agly ; il se poursuit, à l'Ouest de la route, dans le vallon qui court au Nord du sommet 323. Le gypse repose sur des schistes cristallins ; il est accompagné de calcaires chamois très métamorphiques, sans doute encore triasiques et de calcaires cristallins gris, qui peuvent représenter le Lias.

La bande synclinale de la rive gauche de l'Agly. — Toute une série de petits affleurements calcaires discontinus sont pincés dans le granite, les gneiss et les schistes métamorphiques suivant une bande parallèle au cours de l'Agly, à peu de distance de la vallée, en amont du pont de Caramany et jusqu'en face de celui-ci. Les calcaires, gris ou rouges, exploités pour l'empierrement, sont très métamorphiques et souvent bréchoïdes. Comme ceux de la Serre de Verges, ils appartiennent vraisemblablement au Lias.

L'état très métamorphique des couches secondaires représentées dans les deux bandes synclinales qui viennent d'être décrites s'oppose au caractère normal

¹ Carez [98, p. 530, 94, V, p. 2787] rapproche très justement ce faciès de celui du Lias de Tuchan. Il signale dans ces calcaires des enclaves de gneiss et quelques galets de quartz. Ces inclusions peuvent avoir une origine mécanique.

des mêmes couches de la bordure septentrionale du Massif de l'Agly, à savoir celles du Synclinal du barrage de l'Agly et celles des environs de Lesquerde. L'accentuation du métamorphisme du Nord vers le Sud est progressive, comme on peut le constater à travers toute la Feuille de Quillan, aussi bien en étudiant la couverture des Massifs de Salvezines (p. 104) et de Bessède (p. 135) que celle du Massif de l'Agly.

II. — LE MASSIF DE SALVEZINES

Dans le prolongement occidental du Massif de l'Agly, par dessous une couverture commune de calcaires secondaires et dans l'axe d'un même repli anticlinal de ceux-ci, le tréfonds hercynien réapparaît, vers le confluent de la Boulzane et du Faussibre, au fond du dôme de Salvezines. La disposition est parfaitement régulière ; au centre d'un coupole de calcaires métamorphiques jura-crétacés se montre, autour du village de Salvezines, le substratum cristallin.

Le Massif de Salvezines est essentiellement constitué par des gneiss et des schistes cristallins, injectés de grosses masses de granite et de granulite, qui, dans la partie nord-ouest du massif, vers le hameau du Caunil, sont accompagnés de couches sédimentaires primaires, schistes carburés gothlandiens, calcaires dévoniens et schistes houillers, formant de longues bandes interrompues par des placages d'éboulis.

Tout autour des terrains primaires et cristallins du massif ancien, les calcaires secondaires forment une ceinture continue de hautes murailles qui s'élèvent, de part et d'autre de la Boulzane, à plus de 600 mètres au-dessus de la vallée. C'est, sur la rive droite de la Boulzane, le massif du Pech de Carabatets et du Roc Long, qui se poursuit vers l'Est, au delà du Col de Fraissinet, par le Sommet des Campets ; c'est, sur la rive gauche du Faussibre, le massif de la Forêt d'en Malo et le Rocher du Timbre ; enfin, vers le Sud, entre les vallées du Faussibre et de la Boulzane, ce sont les contreforts calcaires de la Serre de la Bouisse.

Les calcaires qui recouvrent le Primaire de Salvezines sont des calcaires cristallins et ils deviennent même, sur la bordure méridionale du massif, très métamorphiques. Il est alors tout à fait impossible d'y établir toute distinction d'étages ; aussi, les désignerons-nous, avec M. Léon Bertrand, sous le nom de calcaires jura-crétacés, car ils représentent toute la série secondaire du Lias à l'Aptien inclus. Ils sont, par contre, beaucoup moins modifiés sur la bordure septentrionale du massif. Au Nord du Pech de Carabatets, Carez [91, V, p. 2834] a signalé de mauvaises sections de *Toucasia*. Sur la rive gauche de la Boulzane, dans le sentier du Caunil à la Forêt du Bac Estable, le Trias est parfaitement caractérisé à la base de la série secondaire, avec des marnes irisées, des schistes rouges, des cargneules et des calcaires jaunes ; plus haut, des calcaires en plaquettes semblent représenter le Rhétien et des calcaires, beaucoup plus sombres que les calcaires aptiens, indiquent sans doute le Lias. La couverture secondaire du Massif de Salvezines nous fournit ainsi matière aux mêmes réflexions, rela-

tives au développement progressif du métamorphisme du Nord vers le Sud, que celle du Massif de l'Agly analysée sur le méridien de Lesquerde.

Comme le Massif de l'Agly, le Massif de Salvezines est couché vers le Nord et cette disposition est parfaitement mise en lumière par l'allure de sa couverture calcaire. Sur la bordure septentrionale du massif, la barre calcaire qui traverse la Boulzane en amont de la scierie de la Folie est renversée sur les schistes albiens du Synclinal de Fosse. Non seulement les pendages des calcaires, mais aussi l'allure des contours sont, à ce sujet, très caractéristiques. On peut encore, pour désigner cette bordure, parler de flanc inverse. Au Sud du Massif de Salvezines, entre la Boulzane et le Faussibre, la barre calcaire de la Serre de la Bouisse plonge à 45° vers le Sud ; elle est recouverte en concordance par les calcaires noirs et les calcschistes albiens métamorphiques du Synclinal de la Forêt de Boucheville.

Le Massif de Salvezines constitue le noyau primaire d'un dôme de terrains secondaires assez régulier, mais dont la charnière est tournée au Nord et couchée sur le Synclinal de Fosse.

II. — LE SYNCLINAL MÉTAMORPHIQUE DE LA FORÊT DE BOUCHEVILLE

Au Sud de la ride anticlinale des Massifs de l'Agly et de Salvezines, affleurent, sur 35 kilomètres de long, les formations métamorphiques du Synclinal de la Forêt de Boucheville, qui s'étendent vers le Sud jusqu'à la Zone axiale. Leur plus grande largeur atteint 5 kilomètres sur le méridien de Vira. A l'Ouest de la vallée de la Boulzane qui le traverse entre Gincla et Montfort, le synclinal se perd en hauteur sur le plateau de Sainte-Colombe et du Clat. Vers son extrémité orientale, au delà de la rivière de la Desix, le Synclinal métamorphique s'effile en une étroite lame qui se termine sur les terrains primaires du Massif de l'Agly.

Les formations métamorphiques du Synclinal de la Forêt de Boucheville. — Je n'insisterai pas ici sur la nature des couches représentées dans le Synclinal de Boucheville. Profondément modifiées par le métamorphisme, elles sont identiques à celles que l'on rencontre ¹ dans le Synclinal de Rodome et d'Aunat, qui indique, sur la rive gauche de l'Aude, le prolongement de la ride synclinale de la Forêt de Boucheville. Les calcaires jura-crétacés sont recristallisés ; ils passent parfois à de véritables cipolins, en même temps qu'ils se chargent de tout le cortège des minéraux de métamorphisme. Les marnes albiennes sont silicatées, durcies et transformées en calcschistes et en calcaires noirs présentant le faciès dit « de Rodome ». Malgré la présence d'intercalations schisteuses dans les calcaires, on peut admettre que les calcschistes noirs et les cal-

¹ Voir p. 149.

caires de Rodome correspondent à la partie terminale de l'Aptien et, sans doute, en partie à de l'Albien et sont superposés aux calcaires marmoréens.

J'insiste sur le fait que le métamorphisme est très inégal, si bien qu'au milieu de couches profondément modifiées, on trouve des affleurements qui ont gardé leurs caractères normaux. C'est ainsi que dans toute la masse de la Forêt de Boucheville, dans la région de Prats, de Sournia et de Pézilla plus particulièrement, on trouve, au milieu des calcaires noirs de Rodome, de petits affleurements de schistes albiens typiques. Ces filots indemnes de métamorphisme montrent que les calcaires noirs de Rodome, dont le faciès si particulier a pu longtemps faire méconnaître l'âge, appartiennent certainement au Crétacé inférieur.

Les couches métamorphiques de la Forêt de Boucheville, serrées entre la Zone axiale au Sud et les Massifs de l'Agly et de Salvezines au Nord, sont, dans l'ensemble, subverticales ou couchées vers le Nord. Elles sont violemment plissées. En effet, vers sa terminaison occidentale, où le plateau de Sainte-Colombe s'enneige sous lui en s'émiettant en longues langues calcaires, le Synclinal de la Forêt de Boucheville se révèle comme un synclinal complexe. C'est un véritable synclinorium, parcouru dans toute sa longueur par des axes anticlinaux secondaires, ceux-ci ne faisant apparaître qu'aux deux extrémités de l'accident, à l'Ouest de la Boulzane d'une part et dans la région de Bélesta-de-la-Frontière d'autre part, le substratum jura-crétacé des calcschistes noirs de Boucheville.

Nous allons suivre toute la périphérie de l'affleurement de Boucheville, afin d'établir les relations structurales entre le synclinal complexe et les unités tectoniques qui l'environnent, à savoir les Massifs de l'Agly et de Salvezines au Nord, la Zone primaire axiale au Sud.

I. — LE BORD SEPTENTRIONAL DU SYNCLINAL MÉTAMORPHIQUE DE LA FORÊT DE BOUCHEVILLE

1. — Les relations du Synclinal de Boucheville et du Massif de Salvezines

La Feuille de Quillan trace, au Sud de la couverture calcaire du Massif de Salvezines, un contact anormal qui sépare celle-ci des schistes de Boucheville. Ce contact anormal, suivant lequel sont indiqués des témoins de schistes primaires granitisés, se poursuivrait au Sud du Sommet des Campets, puis le long de la bordure méridionale du Massif de l'Agly. Trois affleurements cristallins sont signalés entre les calcaires marmoréens et les schistes de Boucheville : un premier au Sud du Massif de Salvezines, sur les pentes méridionales de la Serre de la Bouisse, un deuxième au Col de Tuilla, un troisième, enfin, vers le Courtal Bès, au Sud du Sommet des Campets.

Nous savons déjà ¹ que l'affleurement cristallin du Courtal Bès présente une disposition anticlinale tout à fait nette. Il surgit sous les calcaires marmoréens et une langue de schistes métamorphiques, qui se détache en un synclinal accessoire de la masse de la Forêt de Boucheville, le sépare du granite de l'Agly. Voyons maintenant la disposition que révèlent les deux autres pointements signalés sur la bordure méridionale du Massif de Salvezines.

La coupe du ravin du Faussibre. — L'affleurement de lherzolite du Faussibre. — En amont de Salvezines, sur la bordure méridionale du massif hercynien, une étroite bande subverticale de calcaires jura-crétacés traverse le ravin du Faussibre en face d'un groupe de bergeries qu'indique la Carte d'Etat-major. Elle relie le Rocher du Timbre à la Serre de la Bouisse. Cette barre représente le revêtement posthercynien calcaire du massif.

Sur la rive gauche du Faussibre, on voit une succession régulière des calcaires jura-crétacés du Rocher du Timbre aux couches primaires du Caunil et aux gneiss qui atteignent seuls le thalweg. La barre calcaire est suivie vers le Sud par les calcaires noirs de l'Albien qui alternent avec des bancs beaucoup plus marneux rappelant par leur faciès l'Albien normal. Cette bande albienne, qui gagne vers l'Ouest le col situé entre le Rocher du Timbre et le Pic de Soultranes, affleure dans le thalweg du Faussibre immédiatement au Sud de la barre calcaire, sous les bergeries les plus méridionales. La succession des calcschistes noirs albiens aux calcaires métamorphiques jura-crétacés est parfaitement régulière et toutes ces couches sont concordantes. On doit, cependant, noter l'aminçissement de la série calcaire vers sa base. Il est très net : les calcaires jura-crétacés ont une épaisseur de 500 mètres suivant la crête du Rocher du Timbre ; la barre calcaire qui traverse le ravin du Faussibre n'excède pas 100 mètres. L'existence de replis de la couverture dans les hauts, replis que l'on ne distingue pas, il est vrai, dans le Rocher du Timbre, mais qui sont, par contre, parfaitement bien dessinés dans la muraille calcaire du Roc Long et du Pech de Carabatets au-dessus de la Boulzane, peut parfaitement expliquer une telle disposition. Celle-ci peut aussi être le résultat d'un laminage.

La coupe de la rive droite du Faussibre est, pour l'essentiel, la même que celle de la rive gauche ; mais elle met en évidence l'existence d'un bel affleurement de lherzolite.

Au Sud du gneiss, les divers termes du revêtement posthercynien du Massif de Salvezines, subverticaux, se présentent en *une succession parfaitement régulière* (fig. 8). Les calcaires sont peu métamorphiques à leur base, où ils montrent quelques intercalations schisteuses ; puis ils deviennent progressivement très marmoréens. Ils sont suivis de quelques mètres de schistes albiens noirs qui passent à des calcaires de Rodome typiques, dans lesquels surgit, quelques mètres plus au Sud, un affleurement de lherzolite ² accompagnée de serpentine.

¹ Voir p. 102.

² La roche est broyée. Elle montre, au microscope, la trace de phénomènes dynamiques intenses : les cristaux d'olivine ont des extinctions roulantes.

Cette roche atteint à peine le premier ravin qui descend de l'Est ; la grosse masse des calcaires noirs de Rodome lui succède au Sud.

Le *pointement de lherzolite* s'étend jusqu'au thalweg du Faussibre, sans le traverser ; sur la rive droite, il remonte assez haut, au Sud de la barre calcaire, dans la direction du col qui sépare la Serre de la Bouisse du Sarrat de Gatouille. A l'Ouest de ce col, sur les pentes qui dominent le ravin du Faussibre, la Carte d'Etat-major signale une bergerie et figure, en contre-bas de celle-ci, deux sentiers muletiers qui mènent du Sarrat de Gatouille au village de Salvezines. L'affleurement de lherzolite s'arrête à quelques mètres au-dessous du sentier inférieur, au milieu de la masse des calcschistes noirs albiens et très près de leur contact avec les calcaires marmoréens blancs de la Serre de la Bouisse, de sorte

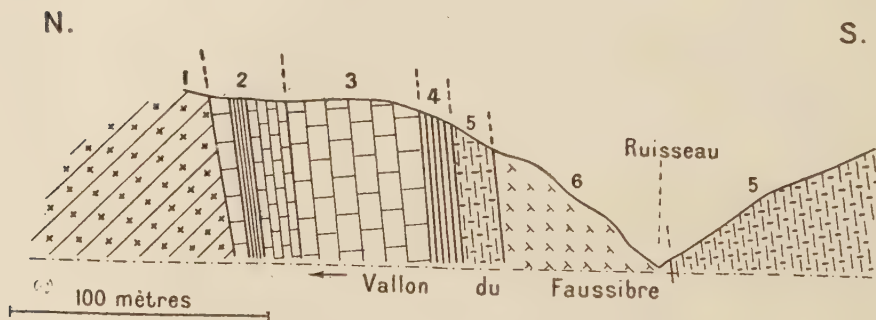


Fig. 8. — Coupe de la rive droite du Faussibre.

1. — Gneiss du Massif de Salvezines.
2. — Calcaires jura-crétacés peu métamorphiques, à intercalations schisteuses.
3. — Calcaires jura-crétacés marmoréens.
4. — Schistes albiens noirs.
5. — Calcaires noirs « de Rodome ».
6. — Lherzolite.

que, dans les deux sentiers, de même qu'à quelques mètres au Nord de la bergerie, on peut observer la superposition régulière, dans une série concordante faiblement couchée au Nord, des calcaires noirs de Rodome et des calcschistes noirs albiens aux calcaires marmoréens jura-crétacés. Cette superposition se fait sans la moindre intercalation de terrains primaires ou cristallins, contrairement à ce qu'indique la Feuille de Quillan.

Les calcaires de la Serre de la Bouisse s'enfoncent vers le Sud sous les couches noires du Sarrat de Gatouille qui leur succèdent régulièrement dans la retombée méridionale du revêtement du Massif de Salvezines.

J'insiste sur l'intérêt que présente l'affleurement de lherzolite du ravin du Faussibre dont j'ai récemment signalé l'existence [407]. C'est le gisement le plus oriental de cette roche au sein des terrains nord-pyrénéens, le seul connu sur la Feuille de Quillan. La lherzolite se présente intercalée dans une série régulière

de calcaires noirs métamorphiques qui sont certainement albiens ou aptiens supérieurs. La mise en place de la roche est donc certainement postérieure à l'Aptien. L'affleurement se situe dans une zone particulièrement affectée par le métamorphisme, que M. Ch. Jacob et moi-même [164] avons appelée le *Synclinal des terrains métamorphiques*, laquelle se poursuit par le Synclinal de Rodome-Aunat et, à travers le Pays de Sault, jusqu'aux abords du Massif du Saint-Barthélemy, où les montées lherzolitiques y manifestent une toute autre ampleur. Le fait de l'existence d'un affleurement de cette roche verte dans le Synclinal de la Forêt de Boucheville est un exemple frappant de la concomitance du métamorphisme et de la localisation des lherzolites.

La coupe de la vallée de la Boulzane entre Salvezines et Gincla (pl. VI, coupe 6). — Sur la bordure méridionale du Massif de Salvezines, le contact des calcaires marmoréens de la Serre de la Bouisse et des calcschistes noirs du Sarrat de Gatouille suit le ravin qui redescend à la vallée de la Boulzane en face de la forge de Gincla. La coupe de la vallée de la Boulzane, vers la retombée de la couverture du massif, est comparable à celle du ravin du Faussibre. On rencontre du Nord au Sud :

1. — le granite et les gneiss du Massif de Salvezines ;
2. — les calcaires marmoréens jura-crétacés, plongeant de 45° vers le Sud. Leur faible épaisseur, de 200 mètres environ dans le thalweg, traduit encore l'étranglement notable de la barre calcaire vers sa base ;
3. — les calcaires noirs subcristallins et les calcschistes noirs albiens de Gincla, qui plongent de 45° vers le Sud et reposent en concordance parfaite sur les calcaires jura-crétacés.

Cette succession est encore parfaitement régulière et nous sommes en droit de conclure :

La couverture de calcaires secondaires marmoréens du Massif de Salvezines s'enfonce régulièrement, à la Forge de Gincla, sous les schistes albiens métamorphiques de la Forêt de Boucheville.

Les affleurements cristallins du Col de Tuilla et du Courtal Bès. — Pour suivre notre examen de la bordure septentrionale du Synclinal de Boucheville à l'Est de la vallée de la Boulzane. Le contact des calcaires marmoréens du Roc Long et des couches noires albiennes de Gincla suit à peu près le thalweg du ravin qui remonte, dans la direction du NE, jusqu'au Col de Tuilla situé au Sud du Sommet des Campets. De part et d'autre de ce contact, les couches sont concordantes ; elles plongent de 45° vers le SE. Sous le Col de Tuilla surgit un affleurement de gneiss et de pegmatite. Ses relations avec les terrains secondaires sont difficiles à observer, aussi bien au col que, plus bas, dans le fond du ravin, lui aussi occupé par le gneiss. L'énorme masse des éboulis calcaires qui descendent du Col de Fraissinet, recouvre au Nord l'affleurement cristallin, masquant même entièrement son passage au Col de Tuilla. Si l'on monte dans le sentier du Col de Fraissinet, on trouve bientôt, ainsi que l'a signalé

récemment M. Léon Bertrand [256, p. 535], au-dessus des éboulis, à la base des calcaires marmoréens de la bande du Pech de Carabatets et du Sommet des Campets, des cargneules et des calcaires jaunes qui paraissent représenter le Trias et des calcaires bruns peu métamorphiques, sans doute liasiques, dont le faciès témoigne de l'inégalité du métamorphisme dans la couverture calcaire du Massif de Salvezines. Sur son bord sud, la lame de pegmatite est directement chevauchée par les calcschistes noirs métamorphiques de l'Albien, toute la série secondaire calcaire étant étirée. Mais, par contre, la terminaison occidentale de l'affleurement cristallin est caractéristique. Avant d'atteindre le petit ravin orienté N-S, au Sud du Col de Fraissinet, le pointement de gneiss et de pegmatite du Col de Tuilla se morcelle vers l'Ouest en lames anticlinales qui vont se perdre sous les calcaires jura-crétacés, en avant du contact de ceux-ci et des calcaires noirs albiens.

D'ailleurs, si l'on redescend du Col de Tuilla vers l'Est, on trouve, vers le confluent du vallon qui vient de ce col et du ruisseau qui coule à l'Ouest de Fenouillet, un nouvel affleurement cristallin, celui du Courtal Bès, qui se situe sur le même alignement que le précédent. Nous avons déjà décrit (p. 102) la disposition anticlinale tout à fait nette de l'affleurement cristallin du Courtal Bès.

Formulant ici les *conclusions* de notre étude de la bordure septentrionale des schistes métamorphiques de Boucheville au Sud du Massif de Salvezines, je serai formel relativement à l'enracinement du massif primaire au Nord du *Synclinal de Boucheville*.

Au Sud de la saillie anticlinale majeure indiquée par le Massif de Salvezines et, plus à l'Est, par celui de l'Agly, qui, tous deux, sont enracinés sur place entre le Synclinal de Fosse au Nord et le Synclinal métamorphique de la Forêt de Boucheville au Sud, les petits affleurements cristallins du Col de Tuilla et du Courtal Bès jalonnent un ressaut anticlinal qui témoigne de la faible profondeur du tréfonds hercynien, susceptible de se morceler en lames qui pressent entre elles des intercalations de terrains secondaires.

2. — Le bord septentrional du Synclinal métamorphique de la Forêt de Boucheville depuis Vira jusqu'à Bélesta-de-la-Frontière.

Les relations du Synclinal de Boucheville et du Massif de l'Agly.

Sur la rive droite du ruisseau qui coule à l'Ouest de Fenouillet, le contact du granite de l'Agly et des schistes métamorphiques de Boucheville passe à quelques mètres à peine au Nord du Courtal Balmignère. Il est couché au Nord et localement accompagné, au NW de la cote 788, par des lambeaux très étirés de calcaire métamorphique. Au delà vers l'Est, le même contact passe au Courtal Debat, traverse le ruisseau de Boucheville ; puis, plongeant de 60° vers le Sud, il montre, au Nord et au NE de Vira, une nouvelle intercalation

calcaire qui disparaît par étirement vers la localité de Delunca. Le contact se redresse et devient vertical tout le long de la crête qui court de Delunca à Vivier. Le village de Vivier est bâti sur les calcaires noirs albiens verticaux, tandis qu'au Nord de la route, le ruisseau de Mattassa coule dans le granite du Massif de l'Agly.

A l'Est de Vivier, une bande de calcaires métamorphiques vient à nouveau border au Nord les calcschistes noirs de Prats et de Pézilla. Verticale, elle coupe les routes de Prats et de Felluns; puis elle se poursuit vers le SE, sur près de 4 kilomètres, au Sud du sentier de Palmade et au Sud de Felluns, où elle atteint sa plus grande largeur. S'effilant ensuite, la bande calcaire coupe la route de Pézilla au Sud du confluent de la Desix et du ruisseau de Mattassa. Sur la route (pl. VI, coupe 3) le contact est encore vertical; mais dans le lit de la Desix, que la barre calcaire traverse avant de s'étirer, celle-ci se montre déjà, comme les couches albiennes métamorphiques, faiblement renversée au Sud. Etirés au Sud de la cote 398, les calcaires métamorphiques réapparaissent en une étroite bande au Sud du village de Trilla et se poursuivent sur le bord nord de l'affleurement des schistes albiens métamorphiques du Col Saint-Jean et du Col de las Couloumines, prenant vers l'Est une plus grande puissance et formant une large bande continue au Sud des gneiss de Caramany. Sur tout ce parcours, depuis la vallée de la Desix jusqu'au Sud de Caramany, le contact du Secondaire et du Primaire plonge au Nord et sur la bordure du Synclinal de Boucheville les couches métamorphiques, aussi bien les calcaires jura-crétacés que les calcschistes noirs albiens, sont couchés vers le Sud. Le renversement est maximum à Trilla (pl. VI, coupe 2), où les couches secondaires ont des pendages de 60° à 70° vers le Nord; il s'atténue rapidement vers l'Est, si bien qu'au delà du point coté 609 les couches subissent, en traversant les profonds ravins qui descendent vers le Nord à l'Agly, des inflexions à peu près insignifiantes. Au Sud de Caramany, le contact des gneiss de l'Agly et des calcaires métamorphiques est redevenu vertical; il le reste dans la région de Bélesta-de-la-Frontière, jusqu'à la terminaison orientale de l'affleurement secondaire.

Le renversement local vers le Sud du bord nord du Synclinal de la Forêt de Boucheville dans la région de Trilla, où ce synclinal est faiblement chevauché, depuis la vallée de la Desix jusqu'au méridien de Caramany, par les terrains cristallins du Massif de l'Agly, est un accident de détail qu'un phénomène de contre-poussée explique sans difficulté. On ne saurait y voir autre chose qu'une disposition exceptionnelle. Indépendamment de ce renversement local et peu étendu dans le sens longitudinal, le contact du Massif de l'Agly et des formations métamorphiques de la Forêt de Boucheville plonge vers le Sud à l'Ouest du méridien de Fosse, tandis qu'il reste sensiblement vertical plus à l'Est.

Nous allons d'ailleurs trouver, en étudiant les environs de Bélesta-de-la-Frontière, de nouvelles preuves de la disposition synclinale de l'affleurement de la Forêt de Boucheville et de l'enracinement du Massif de l'Agly.

II. — LA TERMINAISON ORIENTALE DU SYNCLINAL DE LA FORÊT DE BOUCHEVILLE AUX ENVIRONS DE BÉLESTA-DE-LA-FRONTIÈRE ¹

Au cours des pages qui précèdent, nous avons vu qu'il fallait enraciner le Massif de l'Agly et, par voie de conséquence, interpréter la masse des formations métamorphiques de la Forêt de Boucheville comme un synclinal de large envergure; il en découle que nous devons, vers l'extrémité du pli, dans la région de Bélesta-de-la-Frontière, voir celui-ci flotter sur les terrains primaires.

Les calcaires noirs albiens du Synclinal de Boucheville atteignent à peine vers l'Est la route de Montalba à Bélesta-de-la-Frontière; au delà, les terrains secondaires ne sont plus représentés que par une bande de calcaires marmoréens.

La route de Montalba à Bélesta fournit, à mi-chemin de ces deux villages, une coupe (fig. 9, coupe 1) très instructive, relativement à la disposition des couches secondaires métamorphiques et à leurs rapports avec les terrains primaires et cristallins tant du Massif de l'Agly que de la Zone axiale.

Le granite porphyroïde de la Zone axiale est couché vers le Nord sur une série primaire très métamorphique et sujette à des phénomènes de granitisation, qui comporte du Sud au Nord : des calcaires dévonien quartzifiés et minéralisés, englobant de nombreuses enclaves de granite, et des schistes siluriens granitisés ². Par l'intermédiaire d'une lame très étirée de calcaires marmoréens, les schistes primaires métamorphiques chevauchent, suivant un contact qui plonge de 45° vers le Sud, les calcaires noirs subcristallins albiens du Synclinal de Boucheville. Ceux-ci plongent également vers le Sud; ils sont suivis au Nord par les calcaires marmoréens du flanc nord du synclinal, qui, suivant une disposition assez aberrante sur laquelle nous allons revenir, plongent au NE, recouvrant, sur leur bordure, les calcaires noirs albiens qui remplissent le synclinal. Le substratum cristallin reparaît bientôt au Nord des calcaires marmoréens, le long de la route qui, sur un parcours de plus de 1 kilomètre, contourne un cirque au fond duquel l'érosion a mis à nu un vaste affleurement de granite porphyroïde appartenant au Massif de l'Agly et se montrant en dessous de la série secondaire; celle-ci le surmonte de toutes parts. Plus au Nord, les calcaires marmoréens, accidentés de nombreux replis secondaires, mais dans l'ensemble très redressés, traversent la route en une étroite bande synclinale qui sépare notre affleurement de granite, accompagné de schistes métamorphiques sur son

¹ L'exposé sera suivi sur les figures 9 et 10.

² Quoique paraissant succéder régulièrement vers le Nord au granite de la Zone axiale, ces couches primaires granitisées semblent bien appartenir déjà au Massif de l'Agly; elles se mettent, en effet, en continuité vers l'Est avec une bande de schistes primaires métamorphiques qui, au Nord de Neffiach, se relie aux schistes siluriens du Château de Calador et de Montner, où ils forment la couverture du Massif de l'Agly. Le contact direct du granite de la Zone axiale et des terrains primaires du Massif de l'Agly, que coupe ainsi la route de Montalba, plonge à 45° vers le Sud, le front de la Zone axiale étant couché au Nord.

bord septentrional, des gneiss de l'Agly, sur lesquels repose, enfin, une lame synclinale de calcaires secondaires qui coupe la route vers son croisement avec la route de Caramany ; ce dernier repli étant séparé de l'affleurement calcaire principal de la cote 475 par une dépression occupée elle-même par des gneiss.

La coupe analysée montre les couches secondaires métamorphiques disposées en un synclinal complexe et reposant, en avant du front de la Zone axiale, sur les terrains cristallins du Massif de l'Agly.

Revenons à l'examen détaillé de l'accident assez inattendu que révèle la coupe de la route de Montalba, à savoir la plongée des calcaires noirs albiens vers le Nord sous les calcaires marmoréens jura-crétacés, dans le flanc nord du synclinal métamorphique. Ce renversement des couches secondaires est très net. Du Sud au Nord, la route traversant le synclinal de part en part, on voit les couches noires albiennes, d'abord affectées d'un même pendage de 45° au Sud que la lame calcaire du flanc méridional du pli, se redresser, puis plonger suivant le même angle au Nord, pour s'enfoncer sous les calcaires marmoréens qui leur succèdent. Cette plongée au Nord des calcschistes noirs sous les calcaires marmoréens est aussi nette tout le long du contact de ces deux terrains à l'Est de la cote 590.

Comment expliquer une telle disposition ?

M. Léon Bertrand [20, 24, 30, p. 77] a cru y trouver une preuve du charriage du Massif de l'Agly au-dessus d'une voûte de la couverture secondaire renversée de la Zone axiale. Cette interprétation ne résiste pas à un examen approfondi, l'enracinement du Massif de l'Agly étant un fait rigoureusement établi par des observations précises.

On pourrait aussi envisager l'enfoncement vers le Nord et vers l'Est d'une petite voûte albienne sous les calcaires marmoréens et sous le granite qui occupe cependant une région déprimée à l'Est de la route, entre celle-ci et le sommet calcaire coté 475. Cet affleurement de granite, dont la racine serait à rechercher sur le front de la Zone axiale, serait couché sur une série secondaire entièrement renversée. Il convient de remarquer que cette hypothèse n'implique nullement une retombée de la Zone axiale dans le Massif de l'Agly, celui-ci étant indiscutablement enraciné au Nord de la bande jura-crétacée.

Mes observations m'ont montré que cette deuxième manière de voir ne peut être retenue. Si, en effet, la superposition de l'Aptien à l'Albien est localement contrôlable, par contre celle du Cristallin au Secondaire n'existe pas.

La situation topographique du granite au fond d'un petit cirque, dont les murailles sont occupées par les calcaires jura-crétacés, est déjà particulièrement frappante. Mais il y a, de plus, un argument décisif. Le granite du cirque réapparaît, directement sous les calcaires, à l'Ouest de la route. J'ai découvert, dans le thalweg du profond ravin qui aboutit à la route en face d'une bergerie, un affleurement du même granite porphyroïde que celui du cirque. Sa disposition anticlinale sous les calcaires marmoréens est typique. On trouve, d'ailleurs, sur la route même, au milieu des calcaires, à 100 mètres à peine au Nord de leur contact avec les calcschistes, une autre lame anticlinale de granite qui surgit elle

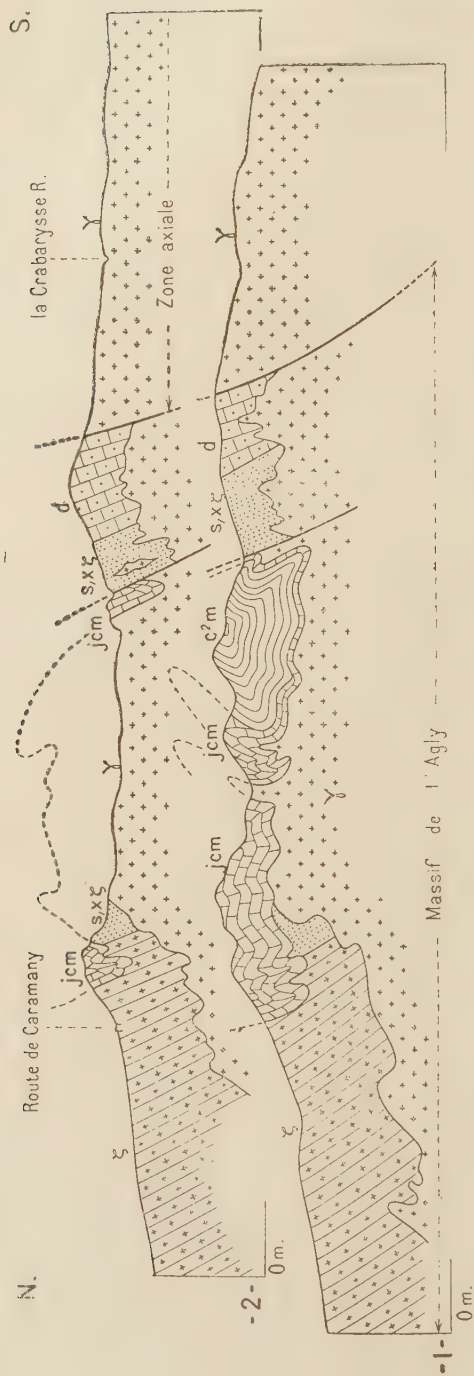


Fig. 9. — Deux coupes de la terminaison occidentale du Synclinal de la Forêt de Boucheville aux environs de Bélesta-de-la-Frontière.
Echelle : 1/15.000.

N. B. — La trace des coupes est indiquée sur la figure 40.

Légende commune aux figures 9 et 10. — γ granite; ζ gneiss; s, x schistes sériciteux passant à des gneiss; d calcaires dévoniens; jcm calcaires métamorphiques juras-crétaçés; $c'm$ couches noires albiennes métamorphiques (faciès de Rodome).



Fig. 10. — Carte géologique des environs de Bélesta-de-la-Frontière. — Echelle : 1/25.000.
N. B. — Les traits 1 et 2 indiquent les traces des coupes de la figure 9. La légende est la même que pour la figure 9.

aussi de la profondeur. Il y a donc, sans aucun doute, superposition du Secondaire au Cristallin.

Quant à l'enfoncement des calcschistes noirs sous les calcaires marmoréens blancs, il est seulement apparent. L'Albien ne peut, en effet, s'engager très loin sous l'Aptien, dans la direction du NNE, puisque, à 500 mètres à peine dans cette direction, apparaît déjà, directement sous les calcaires, le granite, dans la

boutonnière précédemment signalée. Le renversement que l'on observe sur la route de Montalba, n'est donc qu'un accident de détail ; il n'intéresse que la couverture secondaire, sans atteindre le substratum hercynien. Il trouve facilement son explication dans un *phénomène de contre-poussée*, dont la bordure nord du Synclinal de Boucheville nous a déjà donné un autre exemple dans le renversement de Trilla. La couverture secondaire, couchée au Nord sous la poussée de la Zone axiale, a subi des réactions de la part du Massif de l'Agly enraciné plus frontalement. Les calcaires marmoréens de la bordure septentrionale du Synclinal de Boucheville ont été reployés vers le Sud, par-dessus les schistes métamorphiques qui occupent l'axe de ce synclinal. Ainsi s'est trouvée réalisée la disposition singulière qu'affecte la série secondaire dans la coupe de la route de Bélesta.

L'accident s'étend peu dans le sens longitudinal et, à l'Est de la coupe analysée, sur le versant oriental du cirque occupé par le granite, on peut voir une lame synclinale de calcschistes noirs plongeant au Sud et pincée isoclinalement dans la partie méridionale des calcaires marmoréens qui forment la montagne de la cote 475.

Au delà vers l'Est, les calcaires marmoréens, irrégulièrement découpés par l'érosion, se poursuivent en une bande synclinale verticale qui repose sur les gneiss. A l'Est de Bélesta, les calcaires forment un synclinal droit, à noyau tendre, rempli de marnes à dipyre albiennes, avant de se terminer en hauteur au Sud de la fontaine de Llèbres, en laissant des témoins isolés de calcaire, posés sur les gneiss de l'Agly. Ce premier repli est alors relayé par un autre qui, légèrement oblique à la direction générale E-W de la bande calcaire, apparaît sur le revers méridional du sommet portant la cote 480 et se poursuit jusqu'au Sud du Château de Caladror. A la terminaison orientale de ce nouvel affleurement, la disposition est typique : les calcaires métamorphiques culminent au sommet d'un mamelon et viennent se terminer à mi-pente, tandis que la base du mamelon est occupée par des gneiss et des schistes primaires. Plus à l'Est, l'érosion n'a respecté, dans le prolongement de la bande de Bélesta, que le petit témoin calcaire du Mas de la Juliane. Ce lambeau calcaire, accompagné de Keuper à sa base, se montre, lui aussi, superposé aux schistes primaires du Massif de l'Agly.

La disposition synclinale de la barre calcaire de Bélesta, qui flotte sur les terrains primaires et cristallins du Massif de l'Agly, se constate aussi dans les ravins transversaux qui la recoupent.

Dans le vallon du ruisseau de l'Hourteill, un retour anticlinal de schistes primaires, injectés de pegmatite, apparaît dans l'axe de la bande calcaire.

La disposition est encore plus parlante le long du ravin qui court au SE de Llèbres, en entamant profondément la bande calcaire, pour y décaper les schistes primaires sous-jacents. Ces schistes apparaissent dans une petite boutonnière à l'Est du ravin ; tandis qu'à l'Ouest de celui-ci, ils s'étalent plus large-

ment suivant une bande surmontée par les calcaires métamorphiques de la cote 480.

Ainsi, dans la région de Bélesta-de-la-Frontière, le Synclinal métamorphique de la Forêt de Boucheville se termine en hauteur sur le socle du Massif de l'Agly. La disposition synclinale de l'immense masse albienne de la Forêt de Boucheville entre le Massif de l'Agly, au Nord, et la Zone axiale, au Sud, entraîne, par voie de conséquence, l'enracinement du Massif de l'Agly sur le front de la Zone axiale.

III. — LE BORD MÉRIDIONAL DU SYNCLINAL DE LA FORÊT DE BOUCHEVILLE. LE FRONT DE LA ZONE PRIMAIRE AXIALE ENTRE NEFFIACH ET SAINTE-COLOMBE

Le contact du granite de la Zone axiale et des terrains primaires du Massif de l'Agly entre Neffiach et Trevillach

Un des faits frappants, mis en évidence par la coupe de la route de Montalba à Bélesta (fig. 9), est le déversement vers le Nord du front de la Zone axiale. Celle-ci chevauche, en effet, les terrains primaires du Massif de l'Agly suivant un contact qui plonge de 45° vers le Sud. Cette disposition est générale; nous allons la trouver sur toute la bordure de la Zone axiale, en suivant celle-ci vers l'Ouest, par Sournia et Rabouillet, jusqu'à Sainte-Colombe, vers l'extrémité occidentale du Synclinal de Boucheville.

Depuis la vallée de la Têt, au Nord de Neffiach, jusqu'à la route de Montalba, le granite de la Zone axiale chevauche, suivant un contact sensiblement orienté E-W et parallèle à la barre calcaire de Bélesta, les schistes primaires granitisés qui forment une étroite bande continue au Sud des gneiss du Massif de l'Agly.

A l'Ouest de la route de Montalba, un vallon E-W est suivi en direction par les mêmes schistes siluriens. Ceux-ci sont séparés du granite de la Zone axiale par des calcaires dévoniens quartzifiés et minéralisés, dans lesquels ont été faites de nombreuses recherches de minerai de fer. Au Nord du vallon, les pentes du sommet 590 sont occupées par les calcaires noirs de l'Albien métamorphique qui plongent de 45° vers le Sud et sont chevauchés par les terrains primaires.

Cette disposition subsiste jusqu'aux abords du village de Trévillach. Je signalerai seulement un étirement local des schistes siluriens et des calcaires dévoniens qui amène, au Nord de Montalba, le granite de la Zone axiale à chevaucher directement les calcaires noirs albiens. Mais, plus à l'Ouest, une barre calcaire continue se poursuit à nouveau sur le front de la Zone axiale. La Feuille de Quillan l'attribue à la bordure jura-crétacée du Synclinal de Boucheville. En réalité, cette étroite bande de calcaires jaunes et blancs, assez finement lités, dans lesquels se trouve un niveau silicifié et minéralisé, est certainement dévo-

nienne; elle prolonge celle qui traverse la route de Montalba et se montre d'ailleurs séparée des terrains secondaires par un liséré de schistes siluriens.

Les coupes, toutes comparables, que l'on peut relever dans les ravins conséquents qui descendent de la crête du Col de Las Couloumines, sont, à ce sujet, très caractéristiques. La succession dans le grand ravin qui naît à l'Est du sommet 699 est, par exemple, la suivante, du Nord au Sud (fig. 11) :



Fig. 11. — Coupe du front de la Zone axiale dans le grand vallon au NNW de Montalba. — Echelle : 1/10.000.

γ granite ; s⁴ schistes siluriens ; d calcaires dévoniens jaunes, finement lités ; d¹ calcaires dévoniens blancs, en bancs épais ; c²m calcaires noirs métamorphiques de l'Albien.

1. calcaires noirs métamorphiques albiens ;
2. schistes siluriens ;
3. calcaires dévoniens, jaunes vers la base, blancs et disposés en bancs plus épais au sommet de la formation. La discordance angulaire entre ces calcaires et les couches secondaires est très nette.
4. granite porphyroïde de la Zone axiale.

Le contact du granite de la Zone axiale et de la bordure méridionale du Synclinal de Boucheville, depuis Trévilach jusqu'à Rabouillet

A un kilomètre environ à l'Est de Trévilach, les schistes siluriens et les calcaires dévoniens s'étirent sur le front de la Zone axiale, en même temps que réapparaît, sur le bord méridional de la masse des schistes de Boucheville, une étroite lame de calcaires métamorphiques qui représente leur substratum jura-crétacé. La barre calcaire qui domine au Nord le village de Trévilach et porte la cote 560, plonge de 75° vers le Sud. Directement chevauchée par le granite de la Zone axiale, elle est constituée par des calcaires très cristallins montrant dans leur masse de belles brèches métamorphiques.

Cette nouvelle disposition, suivant laquelle le granite de la Zone axiale chevauche directement le flanc méridional du Synclinal métamorphique de la Forêt de Boucheville, est celle réalisée tout le long du front de la Zone axiale entre Trévilach et Rabouillet. Il y a bien quelques accidents de détail que je ne peux m'attarder à décrire ici. C'est ainsi qu'au Nord de Trévilach, sous le Col Saint-

Jean, deux lames anticlinales ¹ de calcaires blancs marmoréens, couchées au Nord, surgissent dans les schistes albiens, dénotant l'existence de replis très aigus sur le bord méridional du Synclinal métamorphique.

Une longue lame calcaire, plongeant vers le Sud sous le granite, de 45° environ, et s'appuyant au Nord sur l'Albien, se poursuit au Nord de la profonde vallée qui, du Col de Trévillach, descend sur la Desix. Avant le confluent, le ruisseau creuse une gorge pittoresque dans les calcaires redescendus jusqu'au thalweg; on y observe parfaitement le renversement vers le Nord de la série secondaire toujours chevauchée sur son bord méridional par le granite de la Zone axiale.

La même disposition est réalisée au Nord de la vallée de la Desix, vers Sournia et Rabouillet. De temps à autre, un contour de la route, surtout tracée dans le granite, ramène dans les schistes albiens du Synclinal de Boucheville, ou atteint la lame calcaire, toujours couchée au Nord, qui les borde. 1.500 mètres à l'Est de Sournia, un petit décrochement transversal, que figure très fidèlement la Feuille de Quillan, rejette la barre calcaire plus au Nord. Celle-ci s'effile ensuite vers l'Ouest et elle est presque complètement étirée au village de Sournia, suivant le contact du granite et des couches albiennes métamorphiques. Mais, à l'Ouest de Sournia, s'intercale à nouveau, entre le granite ² et l'Albien, une large barre de calcaires marmoréens blancs, dont le plongement vers le Sud est très nettement mis en évidence par l'allure des contours dans les cinq ravins qui descendent de la crête du Col de Benda Fride vers la vallée de la Desix (pl. VI, coupe 9). Cette barre s'étire à nouveau à l'Est du Courtal Aichoux. Au delà vers l'Ouest, le contact, dès lors direct, entre le granite et l'Albien, plongeant toujours vers le Sud, passe au Nord de Rabouillet, puis au Sud de la cote 820 et coupe, en face de la tuilerie de Frayche, le ravin qui descend du Sarrat Naou.

¹ Il est exact que, comme l'a fait remarquer M. Léon Bertrand [30, p. 76], la plus septentrionale de ces lames calcaires se termine en hauteur bien au-dessus du thalweg d'un ravin dans lequel n'affleurent que des schistes albiens. Nous avons trouvé de si nombreux exemples d'ennoyages très brusques de lames calcaires, lorsque celles-ci sont serrées isoclinalement dans des masses schisteuses, que nous ne saurions voir dans cette disposition un argument qui s'oppose à l'enracinement des calcaires sous les schistes.

² Dans le ravin qui court entre Sournia et le cimetière de ce village, le contact du granite et des calcaires marmoréens est direct. Par contre, au Nord du cimetière, ainsi que dans le ravin plus occidental et sur la croupe qui le suit, une étroite bande, puissante d'une dizaine de mètres à peine, de calcaires jaunes est intercalée suivant ce contact. Très différents des calcaires marmoréens jura-crétacés, ces calcaires me paraissent dévonien et doivent représenter des témoins de la couverture hercynienne de la Zone axiale échappés à la digestion granitique. Un petit affleurement des mêmes calcaires se montre sur le bord de la route, plus à l'Ouest, intercalé entre le granite et les calcschistes albiens, en face du Courtal Aichoux.

Le contact des couches primaires de la Zone axiale et de la bordure méridionale de la Forêt de Boucheville entre Rabouillet et Sainte-Colombe

Au delà vers l'Ouest, les terrains primaires de la Zone axiale réapparaissent, sur le front de celle-ci, en longues bandes qui, vers le Nord, sont coupées obliquement par le contact des couches secondaires.

Des calcaires dévoniens verticaux, dans lesquels on a recherché du fer, forment le piton qui porte la cote 1093. Ce sont des calcaires lités, alternant avec des bancs calcschisteux et montrant des enclaves de roches granitoïdes provenant de leur digestion incomplète par le granite. C'est là un bel exemple de métamorphisme hercynien. Les calcaires dévoniens s'appuient vers le Nord sur les calcschistes noirs de la Forêt de Boucheville par l'intermédiaire d'une étroite lame de calcaires secondaires marmoréens qui plongent au Sud.

En remontant le ravin plus occidental qui mène au Col de Lliadet, on rencontre, du Nord au Sud, la même succession ¹ :

1. le granite de la Zone axiale ;
2. les calcaires jaunâtres, lités, à bancs calcschisteux du Dévonien. Ces calcaires sont verticaux ; leur puissance n'excède pas 50 mètres.
3. les calcaires blancs marmoréens jura-crétacés plongeant de 60° vers le Sud (épaisseur : 100 mètres). Ces calcaires sont exploités pour l'empierrement.
4. les calcaires noirs de l'Albien, à faciès de Rodome, concordants avec les calcaires blancs marmoréens.

Au Sud du Col de Lliadet, suivant la crête qui porte la cote 1162, on voit affleurer les calcaires dévoniens en avant de schistes granitisés ; mais la végétation masque le passage de la barre de calcaires jura-crétacés. Celle-ci n'est visible que plus à l'Ouest, dans le ravin qui mène à la vallée profondément encaissée du ruisseau de la Rancrette, affluent de la Boulzane. Les calcaires blancs qui coupent la vallée de la Rancrette, renversés vers le Nord sur les schistes noirs de la Forêt de Boucheville, sont très marmoréens, souvent bréchoides et pétris de cristaux de dipyre. Ils viennent en contact vers le Sud avec des schistes siluriens minéralisés de la Zone axiale.

Sur la rive gauche de la Rancrette, la barre de calcaires marmoréens suit l'étroit vallon qui remonte à l'Ouest jusqu'à un petit col situé entre les sommets 982 et 1070, où les calcaires recoupent la route de Montfort à Sournia. A ce col, comme 200 mètres à l'Ouest suivant le méridien de la localité dite « les Cols »,

¹ La Feuille de Quillan attribue en totalité au Dévonien la barre calcaire qui passe au Sud du Col du Lliadet et indique sur son bord nord, entre cette barre et les schistes métamorphiques de la Forêt de Boucheville, une bande de Permo-Trias. Les calcaires dévoniens et les calcaires jura-crétacés se différencient aisément ; ils sont, d'ailleurs, séparés par une discordance angulaire très nette. Quant au Permo-Trias, il ne paraît pas former une bande aussi continue.

on peut observer du Sud au Nord, vers le contact de la Zone axiale et du Synclinal métamorphique de Boucheville, la succession suivante :

1. schistes carburés granitisés ;
2. calcaires dévoniens ;
3. calcaires marmoréens blancs jura-crétacés ;
4. calcaires et calcschistes noirs albiens.

Les couches primaires de la Zone axiale sont verticales ; elles chevauchent, suivant un contact plongeant de 60° vers le Sud, les couches secondaires renversées.

À l'Ouest des Cols, les calcaires marmoréens sont, un instant, étirés au-dessus du ravin qui redescend à la Boulzane et l'on peut voir, sur le bord de la route, les calcaires de l'Albien s'enfoncer directement vers le Sud sous les schistes carburés de la Zone axiale.

Dans la vallée de la Boulzane, le contact de la Zone axiale et du Synclinal de Boucheville est très redressé. Le village de Montfort est construit sur les calcaires noirs de Rodome ; au Sud des dernières maisons, une étroite barre subverticale de calcaires métamorphiques coupe la vallée ; elle est suivie vers le Sud par quelques schistes rouges qui représentent le Permo-Trias, ici très laminé, puis par les calcaires dévoniens et les schistes siluriens de la Zone axiale.

À l'Ouest de la vallée de la Boulzane, sur le front de la Zone axiale, la série posthercynienne du Synclinal de Boucheville comporte à sa base, d'une façon à peu près continue, des calcaires métamorphiques et du Permo-Trias.

Jusqu'à un premier col situé au Sud du sommet 1138, une étroite barre calcaire, à fort pendage sud, longe sur ses pentes méridionales le ravin qui court à l'Ouest de Montfort. Les calcaires, par place très bréchoïdes, sont suivis vers le Sud par des marnes gypseuses, des calcaires jaunes et des cargneules triasiques et ceux-ci par une bande continue de schistes rouges permien. Cette série posthercynienne plonge sous les schistes et les quartzites houillers de la Zone axiale, suivant un plan de contact assez redressé (pl. VI, coupe 7).

Plus à l'Ouest et jusqu'au Col de l'Hommenadel, l'observation est rendue difficile, le pays étant très boisé. Le sentier recoupe bientôt le Permien et se trouve, tout au long de ce trajet, dans les grès, les quartzites et les schistes du Houiller de la Zone axiale, tandis qu'en contre-bas, dans la forêt de sapins, les calcaires métamorphiques que nous suivons depuis Montfort, peut-être étirés par place, se poursuivent sans aucun doute dans le massif qui porte la cote 1388, où, émergeant au-dessus de la forêt, ils s'étalent largement au Sud des schistes albiens. *L'étroite barre calcaire de Montfort se met ainsi en continuité avec tout le plateau calcaire du Nord de Sainte-Colombe* ¹.

Dans le sentier qui mène de la fontaine de la Jasse au Col de l'Hommenadel, les calcaires secondaires s'enfoncent directement vers le Sud sous les schistes

¹ Cette continuité ne fait aucun doute. Elle est nettement mise en évidence par mes levés : le rentrant d'Albien qu'indique la Feuille de Quillan au Sud du pic 1388 n'existe pas.

houillers qui forment une bande continue en avant des calcaires dévoniens de la Montagne de Crabixa. Le Permien est encore étiré.

Au delà du col, vers l'Ouest, le sentier qui redescend sur la vallée de l'Aiguette recoupe plusieurs fois le contact de la Zone axiale et de sa couverture secondaire représentée par les calcaires marmoréens du plateau du Nord de Sainte-Colombe, au-dessus desquels la masse albiennne de la Forêt de Boucheville se perd en hauteur vers l'Ouest. Ce contact plonge de 45° vers le Sud ; il est jalonné par une bande de schistes et de grès permien, par des marnes irisées et des cargneules du Trias, enfin par des calcaires liasiques qui, aussi bien vers le Nord que latéralement vers l'Ouest, deviennent rapidement métamorphiques et ne peuvent plus se distinguer de la masse marmoréenne jura-crétacée sans que l'on doive, semble-t-il, conclure pour cela à leur étirement.

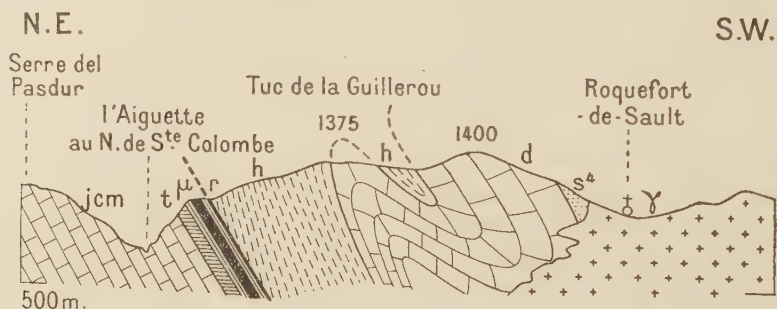


Fig. 12. — Coupe du front de la Zone axiale aux abords de Sainte-Colombe. — Echelle : 1/50.000.

γ granite ; s⁴ schistes siluriens ; d calcaires dévoniens ; h schistes houillers ; r schistes et psammites rouges du Permien ; μ mélaphyres ; t Trias (marnes et calcaires jaunâtres) ; jcm calcaires marmoréens jura-crétacés.

La succession la plus complète est celle que l'on peut relever au tournant du sentier à l'Ouest de la Calmette ; on y trouve, du Sud au Nord :

1. les schistes et les quartzites houillers de la Zone axiale ;
2. les schistes permien ;
3. des cargneules et des calcaires jaunes du Trias, plongeant de 45° vers le Sud ;
4. les calcaires marmoréens.

Plus bas, jusqu'au Sud de Sainte-Colombe, dans la vallée de l'Aiguette, une bande de schistes rouges du Permien se poursuit sans discontinuité sur le front, renversé au Nord, de la Zone axiale, suivant le contact de celle-ci et des calcaires secondaires marmoréens.

La succession des mêmes termes, toujours couchés au Nord, est encore visible sur la rive gauche de l'Aiguette, sur les pentes orientales du Tuc de la Guillerou (fig. 12). Les sommets 1400 et 1375 sont occupés par des calcaires dévoniens

renversés sur une bande de schistes houillers; ceux-ci chevauchent les calcaires secondaires marmoréens de Sainte-Colombe et de la vallée de l'Aiguette par l'intermédiaire de schistes permien et de couches triasiques. Je signalerai, en outre, avoir découvert dans le Permien, à l'Ouest de Sainte-Colombe, une intercalation, épaisse de quelques mètres seulement, des mêmes *roches basaltiques*, ou *mélaphyres*, que l'on rencontre au même niveau dans la région de Niort et de Mazuby (p. 163), et que Caralp [73] et M. Duffour récemment [132] ont décrites dans l'Ariège. Les mélaphyres affleurent sur le bord du chemin en lacets qui remonte vers l'Ouest au-dessus de l'église de Sainte-Colombe; ils sont interstratifiés dans une étroite bande de schistes violacés du Permien qui plongent de 45° vers le Sud sous les schistes houillers et reposent sur les calcaires marmoréens par l'intermédiaire de quelques bancs de marnes et de calcaires jaunâtres qui doivent représenter le Trias.

Au delà de Sainte-Colombe, vers l'Ouest, le Permien s'étire rapidement et, le contact filant dans la direction de Gesse, les schistes houillers de la Forêt de Navarre s'appuient directement au Nord sur les calcaires métamorphiques qui occupent les contreforts rocheux du Tuc des Campets, au Sud du confluent de l'Aiguette et de l'Aude. Au Sud de Gesse nous verrons (p. 162) tous les termes inférieurs au Crétacé, à nouveau bien individualisés, réapparaître en bordure de la Zone axiale.

En résumé, le front de la Zone axiale se montre, dans la partie orientale de la Feuille de Quillan, uniformément renversé vers le Nord. L'inclinaison est sujette à des variations; mais, suivant la disposition la plus fréquemment réalisée, elle est de 45°.

Depuis la vallée de la Tet jusqu'au méridien de Montalba, le granite de la Zone axiale chevauche directement les terrains primaires du Massif de l'Agly, tandis que la barre calcaire de Bélesta-de-la-Frontière, prolongement oriental du Synclinal de Boucheville, reste plus au Nord, flottant sur les terrains cristallins de l'Agly. A l'Ouest du méridien de Montalba et jusqu'à Sainte-Colombe, la Zone axiale, dont le front montre du granite jusqu'à Rabouillet, puis, au delà vers l'Ouest, des terrains primaires, est couchée sur le Synclinal métamorphique et chevauche, soit directement les schistes de la Forêt de Boucheville, soit leur substratum calcaire.

IV. — LA TERMINAISON VERS L'OUEST DU SYNCLINAL DE LA FORÊT DE BOUCHEVILLE AU-DESSUS DU PLATEAU CALCAIRE DU NORD DE SAINTE-COLOMBE

Entre la vallée de la Boulzane et celle de l'Aude, les couches albiennes de la Forêt de Boucheville se terminent en hauteur vers l'Ouest sur les calcaires marmoréens du plateau du Nord de Sainte-Colombe.

Pour toute la région située au SW du Massif de Salvezines, entre la Boulzane et l'Aiguette, les contours de la première édition de la Feuille de Quillan dénotent une grande incertitude dans l'interprétation des affleurements alternants de calcaires jura-crétacés et de couches albiennes, disposés au Sud de la Forêt d'en Malo suivant des bandes longitudinales. Les uns sont représentés comme formant des anticlinaux et des synclinaux simples, les autres comme des lambeaux de recouvrement. Dans le deuxième cas seulement, ils portent la notation spéciale indiquant le métamorphisme.

J'ai déjà insisté, dans une note préliminaire [107], sur le fait que la distinction pétrographique qu'indique la Feuille de Quillan n'existe pas. Ces bandes alternantes présentent toutes le même faciès; elles appartiennent au *Synclinal des terrains métamorphiques* et sont aussi profondément transformées que les cou-

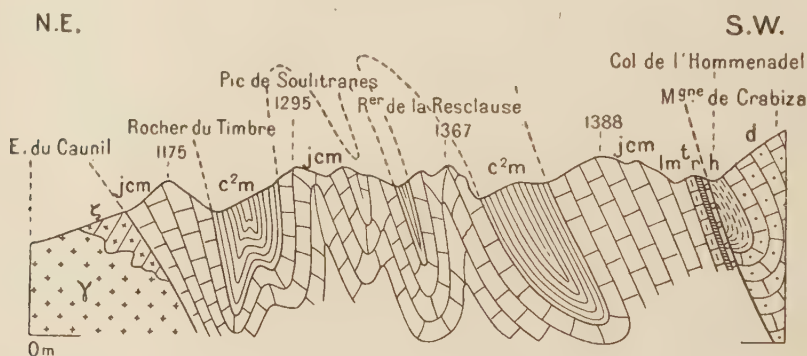


Fig. 13. — Coupe du ravin du Faussibre en amont de Salvezines. — Echelle : 1/50.000.

γ granite; ζ gneiss; d calcaires dévoniens; h schistes houillers; r Permien; t Trias; lm calcaires métamorphiques du Lias; jcm calcaires marmoréens jura-crétacés; c²m calcaires et calcschistes noirs albiens métamorphiques.

ches du Plateau du Clat et que celles du Synclinal de la Forêt de Boucheville. Les calcaires jura-crétacés y sont recristallisés; ils passent à de véritables cipolins et se chargent de tout le cortège des minéraux de métamorphisme. Les marnes albiennes y sont transformées en calcaires noirs de Rodome, qui montrent encore, par place, des intercalations de bandes marneuses noires beaucoup moins modifiées.

De même, au point de vue structural, la distinction de deux séries n'est pas possible.

En amont de la barre calcaire qui relie le Rocher du Timbre à la Serre de la Bouisse et du petit pointement de lherzolite déjà décrit (p. 107), le profond ravin du Faussibre recoupe, jusque sur le front de la Zone axiale, une succession très serrée d'anticlinaux calcaires couchés au Nord et serrant entre eux des synclinaux albiens (fig. 13).

Une première bande albienne forme, entre le Faussibre et la Boulzane, les hauteurs du Sarrat de Gatouille et du Sarrat de la Peyrette ; elle gagne, sur la rive gauche du Faussibre, le col situé entre le Rocher du Timbre et le Pic de Soultranes et se poursuit, au delà vers l'Ouest, sous la Forêt d'en Malo, jusque dans la dépression de la Couillade du Col de Bouc, où ses couches très redressées se terminent sur les pentes orientales du Rocher Toromilla. Au Sud de cette masse albienne, surgit en anticlinal le massif calcaire du Pic de Soultranes. C'est une sorte de dôme assez allongé, effilé vers ses deux terminaisons. Il est formé par des calcaires jura-crétacés saccharoïdes, très métamorphiques. La disposition anticlinale du massif est particulièrement nette à sa terminaison orientale, où il se digite et s'ennoe vers l'Est sous les schistes noirs du Sarrat de Gatouille. Plus au Sud, après une étroite bande synclinale albienne, la vallée entaille un nouvel anticlinal de calcaires marmoréens, par place remplis de gros cristaux de dipyre. Ce pli forme une longue barre calcaire qui, issue du plateau du Nord de Sainte-Colombe, auquel elle se relie vers la Serre del Pas dur, s'allonge en direction W-E suivant la belle crête du Rocher de la Resclause (cote 1367), du Rocher du Faussibre (cote 1156) et du Tuc de Gaubeille (cote 1095), pour s'envoyer vers l'Est en s'étirant progressivement au sein d'une série albienne isoclinale couchée au Nord, avant d'atteindre la vallée de la Boulzane¹. Plus au Sud, un dernier synclinal est occupé par des « calcaires noirs de Rodome » tout à fait typiques. Dans le flanc méridional de ce pli le substratum calcaire se relève sur la bordure de la Zone axiale et forme, en avant de celle-ci, une barre de calcaires métamorphiques qui s'élargit à l'Ouest vers le Col de l'Hommenadel et le sommet 1388, lorsque, sur ces calcaires, les couches albiennes se perdent en hauteur sous la Serre del Pas dur.

Vers l'Ouest, suivant une disposition qui révèle l'allure complexe du synclinal, les couches albiennes de la Forêt de Boucheville se perdent en hauteur sur le plateau du Nord de Sainte-Colombe, lui-même débutant par une série de longues langues calcaires.

¹ Roussel [271, p. 131] considère cette terminaison comme un passage latéral de faciès. En effet, les plis que nous venons de distinguer étant isoclinaux et uniformément couchés au Nord, on pourrait songer à de simples intercalations stratigraphiques régulières des calcaires marmoréens et des couches noires qui seraient de même âge et de faciès différent. Il est certain que la terminaison en pointe, au milieu des couches noires, de la bande calcaire du Tuc de Gaubeille paraît, au premier abord, justifier cette opinion. La structure d'ensemble s'y oppose tout de même et, si localement les calcaires marmoréens peuvent présenter des intercalations schisteuses de faible épaisseur, on ne saurait attribuer une telle origine aux larges bandes de calcaires de Rodome que recoupe le ruisseau du Faussibre. Les lames calcaires sont bien anticlinales ; la terminaison du massif du Pic de Soultranes vers l'Est, où les calcaires se montrent nettement encapuchonnés par les schistes albiens du Sarrat de Gatouille, est, à ce sujet, particulièrement caractéristique.

La coupe de la vallée de l'Aude dans les gorges de Saint-Georges ¹

Nous venons d'établir, en étudiant la moitié orientale de la Feuille de Quillan, l'existence d'un manteau sédimentaire continu, jeté sur les éléments du socle hercynien et s'étendant depuis le front nord-pyrénéen jusqu'à la Zone axiale. Le revêtement du Massif de l'Agly et du dôme de Salvezines est en continuité vers le Nord avec le Synclitorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, bien qu'il soit renversé sur le bord méridional de celui-ci et qu'il le chevauche par place très nettement.

La continuité du manteau secondaire est pleinement confirmée par la structure des gorges de Saint-Georges dans la vallée de l'Aude, où, par suite d'un ennoyage transverse, le socle hercynien ne vient pas au jour sous les calcaires marmoréens du Nord de Sainte-Colombe et du Clat. Tandis que les plus méridionaux des replis qui accidentent le massif calcaire du Nord de Sainte-Colombe se poursuivent seuls sur la rive gauche de l'Aude dans le Plateau du Clat, les plus frontaux de ces replis s'ennoient rapidement, à la traversée de la rivière, sous les schistes albiens du Sud d'Artigues, sur le bord méridional du Synclitorium de Saint-Paul.

Lorsque l'on remonte le cours de l'Aude, on trouve, à 3 kilomètres au Sud d'Axat, une première barre calcaire dans laquelle la rivière a creusé les pittoresques gorges de Saint-Georges. Cette barre correspond à un anticlinal de calcaires urgo-aptiens, à peine métamorphiques, qui se poursuivent vers l'Est dans la crête du Rocher de Lauziéret et dans la Forêt de Fontenilles, où, formant le bord septentrional du plateau de Sainte-Colombe, ils surplombent les schistes albiens de la dépression qui court d'Axat à la Pradelle. Le tracé en plan du front du plateau subit à la traversée de l'Aude, entre la Forêt de Fontenilles et l'issue aval des gorges de Saint-Georges, une inflexion très accusée vers le Sud. Cette disposition dénote un chevauchement des calcaires sur les schistes albiens plus frontaux de la région d'Axat. Le repli anticlinal des gorges de Saint-Georges est légèrement déversé au Nord et, à la sortie de la cluse, les calcaires urgo-aptiens chevauchent les schistes albiens du Synclitorium de Saint-Paul-de-Fenouillet.

La barre calcaire des gorges de Saint-Georges subit un abaissement d'axe très rapide vers l'Ouest. Montrant une très belle terminaison périelinale au sommet 617 et atteignant à peine le canal d'aménée de l'usine électrique, elle s'en-

¹ La coupe de la vallée de l'Aude en amont d'Axat a fourni l'objet de longues discussions entre Carez et M. Léon Bertrand. M. Léon Bertrand voyait dans la structure des gorges de Saint-Georges « l'une des dispositions les plus démonstratives » en faveur de l'existence de charriages. L'interprétation de cet auteur, exposée dans plusieurs notes [24, 32, 30, p. 45, fig. 8 et pl. III, coupe 7], n'était pas admise par Carez [94, V, pl. XXXIII, fig. 2, 98, p. 103, qui ne reconnaissait qu'un chevauchement vers le Nord d'une très faible amplitude.

noie sur la rive gauche de l'Aude, immédiatement à l'Ouest du défilé, sous une couverture régulière de schistes albiens.

Au Sud de ce premier anticlinal qui est enraciné en arrière du Synclinerium de Saint-Paul-de-Fenouillet et faiblement déversé sur lui, les calcaires qui prolongent les escarpements du Rocher de Lauziéret s'enracinent de la même façon, contrairement à ce qu'indique la Feuille de Quillan. Ces calcaires, déjà notable-

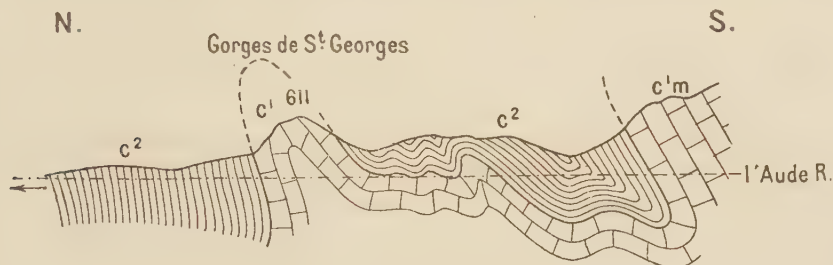


Fig. 14. — Coupe de la rive gauche de l'Aude dans les gorges de Saint-Georges. —
Echelle : 1/25.000.

c^1 calcaires urgo-aptiens ; c^1m calcaires urgo-aptiens métamorphiques ; c^2 schistes albiens.

ment plus métamorphiques que ceux des gorges de Saint-Georges¹, en partie masqués sur la rive droite par les éboulis de pentes et par les alluvions de la vallée², se poursuivent jusque dans le lit de d'Aude, où on les voit affleurer. Sur la rive gauche de la rivière (fig. 14), ils dessinent une voûte faiblement déversée au Nord comme l'anticlinal plus frontal qui vient d'être décrit et, de la même façon que les calcaires du défilé de Saint-Georges, ils s'ennoient vers l'Ouest sous les schistes albiens avant d'atteindre le canal d'amenée de l'usine électri-

¹ Le fait que les calcaires des gorges de Saint-Georges sont beaucoup moins métamorphiques que ceux qui affleurent plus au Sud, dans le ruisseau de Lauziéret par exemple, n'est nullement un argument qui permette de distinguer deux séries tectoniques. L'apparition du métamorphisme est ici progressive du Nord vers le Sud, suivant une modalité que nous avons déjà signalée, en particulier dans la couverture secondaire du dôme de Salvezines, où les calcaires à *Toucasia* de la bordure septentrionale passent progressivement, vers le Sud, à des calcaires très marmoréens.

² Sur la rive droite de l'Aude, les calcaires métamorphiques forment, en particulier, un rocher qui se dresse au Sud du ruisseau de Lauziéret, vers son confluent avec l'Aude. Contrairement à ce qu'indique la Feuille de Quillan, les pentes qui s'étendent au-dessous de ce rocher ne montrent que des éboulis jusqu'à la route tracée dans les alluvions de la vallée. Nulle part on ne voit les calcaires reposer sur les schistes albiens. Ce n'est qu'au sommet de la crête calcaire, sur le revers sud-est du rocher signalé, que l'on trouve, au-dessus des éboulis, à un petit col où aboutit un plan incliné établi pour l'exploitation forestière, une étroite bande, de 5 à 6 mètres, de schistes noirs très redressés, orientés NE-SW, entre des bancs calcaires concordants. L'affleurement se poursuit sur une vingtaine de mètres à peine vers le NE, n'atteignant pas le ravin du Lauziéret taillé dans les calcaires. Il peut correspondre à une intercalation schisteuse dans les calcaires ou, plus probablement, à la terminaison d'une des bandes albiennes synclinales de la rive gauche. Cet affleurement schisteux, étant donné sa situation très élevée, ne saurait, en tout cas, représenter une fenêtre albiennne.

que. Cette deuxième voûte s'enracine donc sous l'Albien comme la première. Ce n'est que plus au Sud, vers le carrefour des routes de Gesse et de Sainte-Colombe, que la masse calcaire principale traverse définitivement la vallée, pour se poursuivre sur la rive gauche suivant la crête de la Couscouillère, du Rocher des Mirailles et du Mont Derrieu, sur le bord septentrional du Plateau du Clat, où elle chevauche les schistes albiens du Bois de la Fage. Le chevauchement du Plateau du Clat vers le Nord sur les schistes du bassin d'Axat, nettement mis en évidence par l'inflexion de la crête calcaire du Mont Derrieu et de la Couscouillère, ne saurait avoir une autre signification que celle que nous avons attribuée au chevauchement de la voûte des gorges de Saint-Georges et de la Forêt d'en Malo sur ces mêmes schistes. Tout au plus, le chevauchement est-il plus accentué sur le bord du Plateau du Clat, le déversement des replis de la série calcaire s'atténuant vers le Nord. Quant au décalage vers le Sud que subit le front de chevauchement, en passant de la rive droite à la rive gauche de l'Aude, il s'explique parfaitement par l'ennoyage vers l'Ouest, en avant du Plateau du Clat, dès la traversée de la vallée, des deux replis anticlinaux les plus frontaux du plateau de Sainte-Colombe.

L'enracinement des calcaires du Plateau du Clat et de la Forêt d'en Malo sous les schistes albiens du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, à la traversée de l'Aude, dans la voûte de Saint-Georges et dans une petite voûte plus méridionale, prouve la faible amplitude du chevauchement de ces calcaires vers le Nord.

L'enracinement de la série calcaire dans les gorges de Saint-Georges est incompatible avec l'existence des fenêtres albiennes qu'indique la Feuille de Quillan, tant dans la vallée de l'Aude et de l'Aiguette que sur le plateau du Nord de Sainte-Colombe. Sur cette carte, les affleurements albiens en question sont dépourvus dans leur figuration du pointillé qui indique le métamorphisme. Or, ces couches noires, transformées en calcaires de Rodome, sont tout aussi modifiées que les calcaires marmoréens encaissants. Elles se présentent tantôt en intercalations stratigraphiques dans les calcaires, tantôt en synclinaux. Certains de ces affleurements peuvent présenter des dispositions assez aberrantes dans leurs relations apparentes avec les calcaires¹; mais ces dispositions, en rapport avec la serrée très intense et la différence de plasticité des couches calcaires et schisteuses en présence, ne justifient en rien l'attribution des affleurements schisteux à des fenêtres, attribution à laquelle le faciès des couches s'oppose formellement.

Il n'y a pas de fenêtres albiennes à la traversée de l'Aude et de l'Aiguette.

Le Plateau du Clat

Tout le massif calcaire, situé au Nord de la vallée de l'Aude, qui forme le plateau au milieu duquel est installé le village du Clat et qui s'étend vers le

¹ Voir Carez [98, p. 104] et Viennot [303, p. 48].

Nord jusqu'à la crête du Rocher des Mirailles, du Mont Derrieu et des Rochers Bugatets, surplombant la vallée du Rébenty, correspond au prolongement occidental du plateau calcaire du Nord de Sainte-Colombe. Renversé sur sa bordure méridionale sous le front de la Zone axiale, suivant un contact qui, il est vrai, se redresse progressivement vers l'Ouest, chevauchant lui-même vers le Nord les marnes albiennes de la vallée du Rébenty (Synclitorium de Saint-Paul-de-Fenouillet), le Plateau du Clat s'étend vers l'Ouest jusqu'à la Forêt du Miayro, au delà de laquelle surgit sous lui, en une rapide montée axiale, le Massif hercynien de Bessède-de-Sault.

Le Plateau du Clat est essentiellement constitué par des calcaires jura-crétacés compacts, très cristallins, blancs ou jaune clair, passant fréquemment à des brèches à éléments peu volumineux dont le ciment prend souvent une teinte rougeâtre. Au voisinage du village du Clat, des calcschistes métamorphiques noirs à faciès de Rodome, forment un affleurement synclinal.

L'état métamorphique des calcaires secondaires se révèle, ici encore, très inégal. Dans la majeure partie du plateau calcaire la cristallinité est très accentuée; les calcaires, très marmoréens ¹, sont chargés de minéraux de métamorphisme, les bandes schisteuses, synclinales (affleurement du Clat), ou interstratifiées ², y sont, elles-mêmes, profondément modifiées. Au contraire, sur les bords du plateau, aussi bien au Sud, contre le front de la Zone axiale, aux environs de Gesse, que sur sa bordure septentrionale, le métamorphisme est, par place au moins, considérablement atténué et l'on peut alors différencier sans difficulté les diverses couches secondaires. La disparition progressive du métamorphisme vers le Nord est très nette : Roussel a signalé [271, p. 128] avoir trouvé, dans la partie nord du plateau calcaire, des sections de Rudistes dans des calcaires subcristallins; d'autre part, dans la région du Pas d'Encaune,

¹ La Feuille de Quillan indique au sein des calcaires marmoréens, sur les pentes orientales de la Forêt du Miayro, un petit pointement d'une roche verte désignée par la notation «*W*». On lit à son sujet dans la légende de la Carte : « ... une roche basique, qui traverse les calcaires secondaires marmoréens à l'Ouest du Clat, est très analogue aux ophites intrusives et lherzolites, si fréquentes dans ces mêmes calcaires plus à l'Ouest ».

L'affleurement, que j'ai dernièrement retrouvé, est en réalité constitué par une brèche à ciment calcaire, dont les éléments sont surtout des blocs d'ophite, toutefois associés à des blocs de calcaires marmoréens. Je n'ai trouvé au voisinage de cette brèche, qui s'étend sur une assez grande surface, aucun pointement de la roche éruptive.

² Le chemin muletier du Clat, qui gravit les escarpements calcaires dominant le village de Gesse, recoupe, au sein d'une puissante série de calcaires très marmoréens plongeant de 80° vers le Sud, dans lesquels elle est pincée isoclinale, une étroite lame de schistes métamorphiques et de roches silicatées qui n'excède pas 10 mètres de puissance. Cette lame se poursuit sur une assez grande longueur, plusieurs fois recoupée par les lacets du chemin. M. Léon Bertrand [24, 25] y voit une lame primaire qui surgit de la profondeur en un repli très aigu. Le faciès des couches représentées en affleurement rappelle beaucoup celui de certaines intercalations fréquentes dans les schistes de Boucheville et me porte plutôt à penser, sans preuves formelles d'ailleurs, qu'il s'agit, plus simplement, d'intercalations d'assises primitivement schisteuses dans la série secondaire marmoréenne. Je crois que l'on doit donner la même attribution à des lames analogues qui se rencontrent dans la vallée de l'Aude, près de l'ancienne chapelle du Bourbel et en dessous de Nentilla.

on reconnaît facilement les couches jurassiques qui affleurent en anticlinal au milieu des calcaires urgo-aptiens.

Relativement à la structure du Plateau du Clat, qui nous apparaît, de même que le Plateau du Nord de Sainte-Colombe, comme un ensemble plissé, un anticlinorium de la série secondaire calcaire entre la Zone axiale et la bande synclinale de la vallée du Rébenty, il convient d'ajouter quelques précisions. Les unes concernent le repli anticlinal du Pas del Corps et du Pas d'Encaune qui accidente le bord nord du plateau calcaire ; les autres sont relatives au chevauchement du Plateau du Clat vers le Nord sur les marnes albiennes de la vallée du Rébenty.

Le repli anticlinal du Pas del Corps et du Pas d'Encaune¹. — Au Nord de la ride synclinale indiquée par l'affleurement de calcschistes noirs du vallon du Clat, un anticlinal très aigu affecte la bordure du plateau calcaire. En arrière de la crête constituée par le Roc de Labeau, les Rochers Bugatets et le Mont Derrieu, cet anticlinal, déjà amorcé, sans doute, plus à l'Ouest par l'Anticlinal du Col de Dent (p. 136), se traduit par l'existence du petit pointement primaire du Pas del Corps et de l'affleurement jurassique du Pas d'Encaune.

Sur les pentes orientales de la Forêt de la Serre, au Sud d'un piton calcaire que contourne la route d'Axat au Clat, la dépression du Pas del Corps est occupée par des schistes noirs ferrugineux et des quartzites paléozoïques (pl. VI, coupe 9). Cet affleurement primaire, de dimension restreinte, en partie masqué par les champs, indique un repli très aigu, dans lequel le substratum hercynien a crevé sa couverture secondaire calcaire. Tout autour, les calcaires marmoriens, couchés au Nord, mais cependant très redressés, présentent une disposition isoclinale bien compatible avec l'origine profonde de cette écaille primaire enracinée sous le Plateau du Clat.

Sans doute sur la même ride anticlinale, s'allonge, en direction NW-SE, dans la dépression qui court au SE du Pas d'Encaune, entre la crête urgonienne du Mont Derrieu et le Pic d'Aguillos, un affleurement de schistes liasiques, ceinturé de dolomies jurassiques. Ce genou anticlinal est couché vers le NE, comme le sont les calcaires urgoniens qui l'enveloppent et sous lesquels il s'ennoie rapidement vers le SE.

Le chevauchement du Plateau du Clat sur le Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet. — Le chevauchement de la crête de la Couscouillère sur les marnes albiennes de la rive gauche de l'Aude se poursuit vers l'Ouest par celui du bord septentrional du Plateau du Clat sur les marnes albiennes de la vallée du Rébenty. Le renversement vers le Nord de la crête urgonienne du Rocher des Mirailles, du Mont Derrieu et du Roc de Labeau sur les marnes du Bois de la Fage et de la Forêt de Madres ne peut donc avoir d'autre significa-

¹ Voir : M. Léon Bertrand [24, 25, 30, p. 56].

tion que celle que nous avons attribuée au renversement de la couverture du Massif de Salvezines sur le Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet. Il résulte tout simplement d'une disposition en flanc inverse. L'amplitude du chevauchement est maxima entre la vallée de l'Aude et les Rochers Bugatets, l'inclinaison du contact des calcaires et des marnes oscillant entre 45° et 60°¹.

Ce même contact se redresse plus à l'Ouest et les pendages subverticaux que l'on peut relever dans les calcaires au Nord du Pas del Corps rendent bien invraisemblable l'hypothèse du charriage, à partir du Plateau du Clat, du lambeau calcaire du Pech de Nadiou, hypothèse pourtant invoquée par Carez et par M. Léon Bertrand.

A l'Ouest du Roc de Labeau, nous allons voir le même chevauchement se poursuivre en avant de la couverture calcaire du Massif de Bessède, elle aussi disposée en un flanc inverse complet.

L'Anticlinorium du Plateau du Clat succède régulièrement vers le Sud aux marnes albiennes de la vallée du Rébenty ; toutefois, il est couché sur celles-ci et il chevauche le bord méridional de leur affleurement.

¹ A l'Ouest du Rocher des Mirailles, le front de chevauchement des calcaires urgoniens subit un recul vers le SW très accentué, pour venir à nouveau, 500 mètres plus loin, occuper la crête qui se poursuit vers le Mont Derrieu. En face de cette inflexion du bord calcaire du plateau, la crête qui domine le Bois de la Fage est occupée par des schistes albiens plongeant au SW, au milieu desquels surgit un pointement de quartzites très durs. Cet affleurement, attribué au Paléozoïque par Carez [94, V, pl. XXXI] et par M. Léon Bertrand (Feuille de Quillan), est tout à fait comparable à ceux que nous avons déjà signalés au Sud de Puilaurens et au Roc Vertret (p. 71). Je crois que, comme pour ces derniers, l'on doit attribuer l'affleurement de quartzites ici en cause à une intercalation stratigraphique dans les schistes albiens. D'ailleurs, ce lambeau quartziteux serait-il paléozoïque, sa situation ne serait pas plus difficile à expliquer ; il correspondrait à une écaille frontale du substratum hercynien issue de la profondeur. Il est en effet enveloppé entièrement par les schistes albiens, contrairement à la disposition figurée par Carez et M. Léon Bertrand. La concordance des schistes albiens, qui contournent par le SE l'affleurement de quartzites, avec les calcaires du bord nord du plateau du Clat est parfaite ; aucun accident tectonique ne suit le contact de ces deux formations. La bande de quartzites est indépendante de ce contact.

LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA FEUILLE DE QUILLAN
DEPUIS LA VALLÉE DE L'AUDE JUSQU'À LA BORDURE
DU SAINT-BARTHÉLEMY

SOMMAIRE

I. — LE PAYS DE SAULT SUR LA RIVE DROITE DU RÉBENTY

A. — *Le Massif de Bessède-de-Sault.*

1. — *Limites et constitution du massif.*

Coupe du Primaire du Massif de Bessède dans le vallon du Ramenis.

2. — *Situation tectonique du massif. — Rapports structuraux des terrains primaires et de leur revêtement posthercynien.*

1. — La terminaison orientale du massif.

2. — La bordure septentrionale du massif.

a) La disposition en flanc inverse régulier de la couverture secondaire du Massif de Bessède au Nord de celui-ci, dans la bande du Sommet de Nagrey-chou.

b) L'étirement de la série secondaire calcaire dans la bordure septentrionale du Massif de Bessède entre le Roc de la Serre et le Sommet d'Arques.

3. — La terminaison occidentale du massif.

4. — La bordure méridionale du massif.

B. — *Le Synclinal métamorphique de Rodome et d'Aunat.*

1. — *Le métamorphisme des couches secondaires dans le Synclinal de Rodome et d'Aunat.*

Les calcaires blancs marmoréens.

Les calcaires noirs de Rodome.

Les caractères généraux du métamorphisme.

2. — *La structure de l'affleurement synclinal de Rodome et d'Aunat.*

C. — *La région comprise entre le Synclinal de Rodome et la Zone primaire axiale.*

Coupe d'ensemble passant par Rodome, la Fontaine du Tury et le Bois de Pech Loubié.

1. — *L'Anticlinal du Picou de la Montjoie.*

1. Le Massif du Picou de la Montjoie et sa couverture de terrains secondaires métamorphiques.

2. La ride anticlinale du Col des Aichides et du Sommet de la Barthe.

3. La lame anticlinale calcaire et le petit pointement cristallin de Mazuby.

2. — *Le Synclinal de Niort et la série de Fontanes.*

1. La série de Fontanes, couverture propre de la Zone axiale, entre Fontanes et Gesse.

2. Le Synclinal de Niort. — La couverture propre de la Zone axiale entre Fontanes et la vallée du Rébenty.

II. — LA PARTIE MÉRIDIONALE DU PAYS DE SAULT A L'OUEST DE LA VALLÉE DU RÉBENTY

I. — *Les affleurements du socle hercynien.*

1. Le prolongement de la ride anticlinale du Massif de Bessède sur la rive gauche du Rébenty.

Le pointement de pegmatite du Moulin de Ferrand.

L'affleurement primaire du Roc des Caunes.

L'affleurement cristallin et primaire du Sud de Roquefeuil.

Les affleurements cristallins et primaires du Col du Boum.

2. Le Massif de Camurac.

3. Le Massif de Montailhou.

II. — *Le métamorphisme des couches secondaires du Pays de Sault. — Les roches vertes de la région de Prades et de Caussou.*

III. — *Le front de la Zone primaire axiale entre la vallée du Rébenty et le village de Caussou.*

Dans le prolongement de la ride anticlinale des Massifs de l'Agly et de Salvézines, le socle hercynien, déjà annoncé par le petit affleurement paléozoïque du Pas del Corps, reparait à l'Ouest du Plateau du Clat, à 6 kilomètres de l'Aude, dans le *Massif de Bessède*. Plus au Sud, un seul manteau, continu sur le substratum cristallin, épouse les ondulations de celui-ci et dessine, jusqu'à la Zone axiale, des anticlinaux et des synclinaux qui s'allongent en direction E-W. Un premier synclinal, le *Synclinal de Rodome et d'Aunat*, affecte des terrains secondaires métamorphiques; il correspond au prolongement du Synclinal de la Forêt de Boucheville. Au Sud de ce synclinal, sont représentés, entre la vallée de l'Aude et celle du Rébenty, des plis plus méridionaux, qui n'existaient pas sur la rive droite de l'Aude. Sur une nouvelle ride anticlinale, qui constitue l'*Anticlinale du Picou de la Montjoie*, affleurent plusieurs pointements du tréfonds hercynien. Plus au Sud enfin, la série secondaire, ne montrant plus trace de métamorphisme, se relève sur la bordure de la Zone axiale dans un synclinal que j'appelle le *Synclinal de Niort*.

A l'Ouest de la vallée du Rébenty, le Synclinal de Niort et le Synclinal de Rodome et d'Aunat disparaissent en hauteur sur le plateau calcaire du Sud de Belcaire, de Comus et de Prades. La couverture secondaire, qui se relève vers l'Ouest sur la bordure du Saint-Barthélemy, est affectée de nombreux replis indiquant même une multiplication des accidents. Jalonnant la continuité profonde du socle entre l'îlot hercynien de Bessède et le Massif du Saint-Barthélemy, plusieurs pointements cristallins crèvent le manteau calcaire, aussi bien sur le prolongement de la ride de Bessède que dans des accidents plus méridionaux.

J'étudierai d'abord le pays situé sur la rive droite du Rébenty et j'analyserai successivement, du Nord vers le Sud, les divers éléments tectoniques qui viennent d'être énumérés.

I. — LE PAYS DE SAULT SUR LA RIVE DROITE DU RÉBENTY

A. — LE MASSIF DE BESSÈDE-DE-SAULT

1. — Limites et constitution du massif ancien

Le Massif de Bessède s'étend de l'Ouest à l'Est sur une longueur de 8 kilomètres, sur la rive droite du Rébenty. Une étroite bande de terrains cristallins et primaires, qui n'atteint pas vers l'Ouest la vallée du Rébenty, forme, au Nord de Galinagues, de Rodome et d'Aunat, les hauteurs du Sommet d'Arques et du Roc de la Serre ; à l'Est du méridien d'Aunat, l'affleurement primaire s'élargit notablement dans la région de Bessède-de-Sault, où il atteint 3 kilomètres de large, s'étendant vers le Sud jusque sur les pentes du Sommet de la Barthe. Vers l'Est le Massif de Bessède s'enneige brusquement sous la crête calcaire de la Forêt du Miayro, contrefort occidental du Plateau du Clat.

Le noyau hercynien du Massif de Bessède, depuis longtemps signalé par Vène et par Leymerie, puis décrit en détail par Viguié [307, p. 230], est essentiellement constitué par des gneiss et des schistes métamorphiques traversés par de grosses masses de roches granitoïdes qui affleurent, en deux îlots principaux, au Sommet d'Arques et dans les environs de Bessède. Ce noyau cristallin montre, inégalement développé sur la bordure septentrionale du massif, son revêtement de couches sédimentaires primaires. Je n'ai nullement l'intention de décrire ici en détail les couches paléozoïques du Massif de Bessède ; je me bornerai à en indiquer la succession dans la coupe ¹ que fournit le vallon du ruisseau du Ramenis au Nord de Rodome ².

Coupe du Primaire du Massif de Bessède dans le vallon du Ramenis. — La route d'Aunat, qui suit le vallon du Ramenis, recoupe en face du moulin de Ruel, immédiatement au Sud des schistes albiens de la vallée du Rébenty, des schistes carbonifères dont les affleurements sont à deux reprises interrompus par des replis anticlinaux, très aigus et légèrement déversés au Nord, de calcaires encrinétiques du Dévonien. Au Sud de la dernière bande synclinale de Houiller, qui, comme les précédentes, montre à sa base, vers son con-

¹ Cette coupe est classique. Roussel avait déjà reconnu en 1893 [271, p. 97], au-dessus des schistes cristallins du Massif de Bessède, des schistes siluriens, des calcaires dévoniens et des schistes carbonifères avec poudingues à galets schisteux et quartzeux. M. Léon Bertrand a analysé en détail cette série primaire et figuré plusieurs fois [14, 24, fig. 1, 30, p. 51, fig. 11] la coupe de la vallée du Ramenis.

² Carez avait cru, en 1902 [88, p. 479], pouvoir considérer les couches primaires de Bessède comme le produit du métamorphisme de couches crétacées par des roches granitoïdes d'âge secondaire. En 1904, à la suite d'une course commune avec M. Léon Bertrand, Carez se rallie [24] à l'opinion de Roussel.

tact avec le Dévonien supérieur, des bancs de lydiennes à nodules phosphatés, la route rentre dans une grande masse de calcaires dévoniens plissés laissant apparaître leur substratum dans deux anticlinaux de schistes carburés du Gothlandien. Sur le bord méridional de l'affleurement dévonien, des schistes carburés, puis des schistes plus anciens de plus en plus métamorphiques, masqués par des éboulis sur le bord de la route, mais visibles au-dessus de celle-ci vers l'Est, forment un passage continu jusqu'à une bande de gneiss glanduleux qui affleurent en face du moulin de Munès et sur lesquels s'appuient les couches secondaires métamorphiques suivant un contact qui plonge vers le Sud (fig. 17).

La série primaire qui vient d'être analysée se poursuit, sur la bordure nord du noyau cristallin du Massif de Bessède, de part et d'autre de la route d'Aunat.

Vers l'Ouest, les calcaires dévoniens, sur lesquels les langues synclinales de Houiller se perdent en hauteur, forment une étroite bande à demi granitisée au Nord du massif granitique du Sommet d'Arques.

A l'Est de la route d'Aunat, les schistes siluriens gagnent vers le Nord, au sommet 1069, la bordure du massif hercynien et viennent en contact des schistes albiens de Joucou. Ils se poursuivent, tout le long de la crête du Col des Pradels, jusqu'au Nord de Bessède ; mais la série des couches primaires plus récentes apparaît, à nouveau, entre le Roc de la Serre et le Picoul de la Gardie ¹.

2. — La situation tectonique du massif ancien.

Les rapports structuraux

des terrains primaires et de leur revêtement posthercynien.

Connaissant les terrains primaires du Massif de Bessède, ayant précisé l'emplacement des noyaux cristallins qui les traversent, nous allons étudier maintenant les relations structurales de ce bloc de matériel hercynien avec les couches secondaires avoisinantes.

Nous examinerons en premier lieu la terminaison orientale du Massif de Bessède, où se révèle une disposition particulièrement simple. Nous suivrons ensuite le bord nord des terrains primaires ; enfin, nous retiendra l'étude de leur terminaison occidentale et de leur bordure méridionale.

¹ Relativement à l'extension et à la disposition de ces terrains primaires, plusieurs modifications doivent être apportées aux contours de la première édition de la Feuille de Quillan. Le Picoul de la Gardie est entièrement formé par des calcaires dévoniens particulièrement riches en restes de Crinoïdes. Ces calcaires se poursuivent vers le NW au delà du ravin qui naît sous la cote 1091. Par contre, il n'y a pas de terrains primaires au Nord du sommet 1035 : ainsi que l'a reconnu M. Dubar [128, p. 129, fig. 22], c'est presque au sommet du pic 1035 que passe le contact des calcaires du Lias inférieur et d'une bande de calcaires dévoniens qui, suivie vers le Sud par des schistes siluriens, se poursuit vers l'Ouest jusque sur les pentes septentrionales du Roc de la Serre, pour s'étirer en avant du sommet 1069. Je signale que nous avons découvert, M. Dalloni et moi [117], dans ces calcaires dévoniens, à l'Est du pic 1035, une faune que M. Dalloni a actuellement à l'étude : elle est riche en polypiers et nous a aussi donné un *Phacops*.

1. LA TERMINAISON ORIENTALE DU MASSIF DE BESSÈDE

Le granite et les gneiss affleurent tout autour du village de Bessède au fond d'une sorte de vaste cirque, sous les hautes murailles de calcaires secondaires qui forment la crête passant par le Col de Dent, le Roc de la Trébène et la Forêt du Miayro. Le sentier qui gravit, au Nord de Bessède, les pentes menant au Col de Dent, lorsqu'il quitte le granite et les schistes primaires, montre, au-dessus de ceux-ci, une succession régulière de couches secondaires très redressées, faiblement renversées au Nord, qui comporte : le Lias inférieur (brèche calcaire à la base, calcaires compacts et calcaires rubanés au sommet), les couches calcaréo-marneuses fossilifères du Lias moyen ¹, les schistes toarciens, les dolomies noires du Jurassique moyen, enfin, formant la crête, les calcaires urgoaptiens à *Toucasia*. Si l'on pousse la coupe plus au Nord, dans la direction de Labeau, on voit que les calcaires urgoaptiens, eux-mêmes renversés, s'appuient sur les couches albiennes de la vallée du Rébenty qui leur succèdent régulièrement ². Toutes les couches sont concordantes ; leur plongement vers le Sud est d'environ 75°.

Ainsi, sur le méridien du Col de Dent, la couverture secondaire du Massif de Bessède se présente comme un flanc inverse régulier et complet qui aboutit à sa partie supérieure aux couches albiennes de la vallée du Rébenty.

Suivons maintenant vers l'Est les divers terrains que nous venons de reconnaître dans le flanc inverse signalé.

Sur la crête, après une inflexion de leur contour vers l'Est, due à l'amorce d'un repli anticlinal qui fait apparaître de la dolomie jurassique et du Lias au Col de Dent ³, les calcaires urgoniens forment le Roc de la Trébène et se mettent en continuité avec ceux de la Forêt du Miayro, c'est-à-dire avec tout l'ensemble du Plateau du Clat. Sous cette crête urgonienne, ininterrompue depuis le Col de

¹ La série liasique de la couverture du Massif de Bessède, analysée par Carez dès 1892 [78], est étudiée en détail dans la thèse de M. Dubar [128, p. 36, p. 78, p. 128, p. 188]. La carte des affleurements liasiques autour de Bessède [128, fig. 22], que donne dans cet ouvrage M. Dubar, met en évidence l'existence d'une série secondaire complète, du Lias à l'Aptien, sur tout le versant oriental du cirque de Bessède. Nous allons voir la grosse importance, au point de vue tectonique, de cette disposition que n'avaient reproduite ni la Feuille de Quillan au 1/80.000, ni la carte géologique de la région entre Belcaire et Puilaurens, publiée par Carez [91, V, pl. XXXI).

² Au Sud de Labeau, vers la cote 882, se montre en contre bas de la falaise urgonienne, au milieu des schistes albiens, une puissante intercalation de quartzites du même type que ceux de Puilaurens, du Bois de la Fage et du Roc Vertret que nous avons déjà signalés sur la bordure méridionale du Synclorium de Saint-Paul.

³ La bande de dolomies jurassiques du Col de Dent s'ennoie très vite au NE du Roc de la Trébène sous les calcaires urgoniens qui paraissent, autant que permet de l'affirmer l'observation difficile dans une forêt très dense, traverser seuls le ravin plus oriental.

C'est, sans doute, dans le prolongement du même pli, qu'apparaissent plus à l'Est, sur la bordure septentrionale du Plateau du Clat, l'affleurement primaire du Pas del Corps et les couches liasiques et jurassiques du Pas d'Encaune.

Dent, une bordure de couches secondaires plus anciennes, elle-même continue¹, enveloppe les terrains primaires sur les pentes méridionales du Roc de la Trébène et se poursuit jusqu'au Sud de la Forêt de la Devèze. Les couches liasiques et jurassiques reposent sur les gneiss du Massif de Bessède qui occupent le bas des pentes de la Forêt de la Devèze ; elles plongent à l'Est et s'enfoncent sous la crête urgonienne de la Forêt du Miayro.

Pour un observateur placé au Picoul de la Gardie, la terminaison orientale du Massif de Bessède est, je crois, une des plus belles terminaisons anticlinales que l'on puisse imaginer. Le spectacle est saisissant. On voit une splendide disposition en coupole dissymétrique, en voûte anticlinale déjetée au Nord, du revêtement secondaire reposant sur un noyau de matériel hercynien.

La continuité que nous venons d'établir entre la couverture secondaire du Massif de Bessède et le Plateau du Clat interdit formellement de voir dans le Massif de Bessède un lambeau de recouvrement.

La terminaison orientale du socle de Bessède sous l'enveloppement périclinal de son revêtement secondaire discordant est parmi les plus belles plongées axiales que l'on puisse voir. Le Massif de Bessède y montre l'allure tranquille d'un dôme, d'une coupole, dont la charnière est cependant poussée vers le Nord, comme l'est aussi celle de Salvezines.

2. LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU MASSIF DE BESSÈDE

1. — **La disposition en flanc inverse régulier de la couverture secondaire du Massif de Bessède au Nord de celui-ci, dans la bande du Sommet de Nagreychou.** — Revenus au Col de Dent, nous allons suivre vers l'Ouest le contact des terrains primaires du Massif de Bessède et de leur couverture posthercynienne.

Sous la crête occupée par les calcaires urgoniens, qui forment en particulier les deux sommets arrondis qu'indique la Carte d'Etat-major à l'Ouest du Col de Dent, le chemin qui mène du Col de Dent au Picoul de la Gardie est tracé dans les dolomies noires du Jurassique moyen, tandis qu'en contre-bas les couches liasiques redescendent jusqu'au contact des schistes primaires.

La disposition est comparable au petit col situé au NE du Picoul de la Gardie, où aux calcaires dévoniens verticaux du Picoul succèdent, vers le Nord, les couches secondaires subverticales, faiblement renversées, montrant la même succession : Lias calcaire, Lias schisteux très étiré, dolomies jurassiques, calcaires urgo-aptiens, schistes albiens. La même série secondaire complète peut encore s'observer dans le chemin qui descend du Picoul de la Gardie à Labeau ; on y

¹ Les terrains sont parfaitement distincts ; le métamorphisme ne s'accuse que sur la retombée méridionale de la couverture secondaire, au Sud de la Forêt de la Devèze. Il y a, aussi bien que continuité absolue, identité de faciès entre les calcaires urgo-aptiens du Roc de la Trébène et du sommet 1201, d'une part, et ceux de la Forêt du Miayro et du Roc de Labeau, de l'autre.

note toutefois un étirement considérable des couches schisteuses du Lias et des dolomies jurassiques.

Au delà vers l'Ouest, avant de se poursuivre dans le plateau du Sommet de Nagreychou, la couverture secondaire calcaire du Massif de Bessède traverse, vers leur confluent, les trois grands ravins conséquents descendant de l'Est du Col des Pradels et se réunissant pour donner le ruisseau de Labeau qui se jette dans le Rébenty à 1 kilomètre en amont de Marsa. Entre les trois ravins, les termes inférieurs de la série secondaire s'étirent, jusqu'à leur suppression totale, entre les schistes primaires et la barre urgonienne devenue elle-même fort étroite. Mais, déjà avant d'atteindre le thalweg du ravin le plus occidental, celui qui descend des pentes sud-est du sommet 1035, on voit réapparaître la dolomie jurassique et, au delà, sur la rive gauche du vallon, les assises liasiques. Le revêtement posthercynien du Massif de Bessède montre alors, à nouveau, une succession complète.

Tous les termes de la série analysée sur les pentes du cirque de Bessède se retrouvent ainsi dans le massif calcaire du Sommet de Nagreychou (pl. VI, coupe 10), où le sentier du Col des Pradels à Labeau recoupe du Sud au Nord :

1. des schistes houillers ;
2. des calcaires encrinétiques et des dolomies siliceuses du Dévonien, fossilifères à l'Est du sommet 1035 ;
3. les calcaires gris bleuâtre, les cargneules et les calcaires dolomitiques à grains fins du Lias inférieur ¹ ;
4. les calcaires marneux et les schistes du Lias moyen et supérieur. Ces assises sont très fossilifères ; nous y avons trouvé, M. Jacob et moi, dans une course commune, de nombreux Pectens, Térébratules et Bélemnites.
5. les dolomies jurassiques noires ;
6. les calcaires urgo-aptiens, compacts, gris clair, semi-cristallins. Je n'ai pas trouvé de sections de *Toucasia* dans ces calcaires, qui, toutefois, ne présentent jamais la cristallinité complète des calcaires marmoréens du Plateau du Clat.
7. enfin, les marnes albiennes alternant avec des bancs de grès et de microbrèches.

La série secondaire complète, que révèle cette coupe, est encore assez redressée, mais cependant nettement renversée vers le Nord. Cette disposition, qu'accusent par ailleurs tous les pendages observables, est aussi très nettement mise en évidence par l'inflexion fort accusée vers l'amont que subit, à la traversée du ravin de Labeau, entre le Sommet de Nagreychou et les escarpements de la muraille nord du cirque de Bessède, le contact de la barre urgonienne et des marnes albiennes. Toutefois, ce contact, qui plonge de 60° vers le Sud, met en présence des couches renversées qui se succèdent régulièrement.

¹ Au petit col situé à l'Ouest du sommet 1035, à moins de 1 kilomètre de la coupe analysée, M. Dubar signale [128, p. 36] quelques marnes feuilletées blanc rosé qu'il attribue au Trias. Le même auteur reconnaît, sous les calcaires hebbangiens, le Rhétien représenté par « des dolomies marnenses parfois rubanées, des marnes schisteuses, un banc de calcaire gréseux ». La série secondaire est donc complète dans son ensemble, des laminages ayant supprimé par place ses termes de base.

La série calcaire des escarpements du Sommet de Nagreychou représente, sur le prolongement de la face nord de la coupole de Bessède, le flanc inverse d'un anticlinal déjeté.

Tout le vaste massif calcaire qui s'étend à l'Ouest du Sommet de Nagreychou, surplombant au Nord la vallée du Rébenty et limité vers le Sud par le profond vallon qui court du Col des Pradels à Joucou, passant au Sud du pic 1035 et au Nord du Roc de la Serre, est traversé, de l'Est à l'Ouest, par les couches secondaires qui, en succession complète et régulière, s'y poursuivent sans discontinuité.

Toujours renversés vers le Nord et directement chevauchés sur le bord méridional de leur affleurement par les calcaires dévoniens, les calcaires du Lias inférieur occupent le sommet 1035 et forment, au delà vers l'Ouest, une bande qui traverse obliquement le ravin, avant de disparaître par étirement au Nord du Roc de la Serre. Sur le prolongement de l'affleurement fossilifère du sentier du Col des Pradels, les calcaires marneux et les schistes du Lias moyen occupent, au Nord du pic 1035 et d'un sommet plus occidental, un vallon qui court en direction SE-NW avant de se réunir à celui de Joucou. Plus au Nord, la bande de dolomies jurassiques se suit, sans aucune discontinuité, en contre-bas des calcaires urgoniens qui, eux, forment tout le massif du Sommet de Nagreychou et du pic 1103. Comme les couches liasiques, les dolomies jurassiques et les calcaires urgoniens traversent obliquement le vallon qui redescend au NW vers Joucou; mais, très vite au delà, la série secondaire calcaire s'étire sur le front du Massif de Bessède. La barre urgonienne, déjà considérablement amincie, qui traverse le vallon, dans le thalweg duquel elle se montre encore faiblement renversée sur les marnes albiennes de Joucou, s'étire complètement sur les pentes septentrionales du Roc de la Serre en avant des dolomies jurassiques. Les calcaires liasiques s'étirant eux aussi, les dolomies jurassiques qui succèdent vers le Nord aux calcaires dévoniens chevauchent directement les schistes albiens de Joucou. Elles s'étirent elles-mêmes rapidement vers l'Ouest, sans atteindre le ravin situé entre le Roc de la Serre et le sommet 1069. Ce ravin montre alors un contact direct des calcaires dévoniens du Massif de Bessède et des schistes albiens de la vallée du Rébenty, la série secondaire calcaire étant complètement supprimée par laminage.

2. — **L'étirement de la série secondaire calcaire dans la bordure septentrionale du Massif de Bessède entre le Roc de la Serre et le Sommet d'Arques.** — Entre le Roc de la Serre et le Sommet d'Arques, la base de la série secondaire, du Lias à l'Urgo-Aptien inclus, disparaît par laminage dans la couverture posthercynienne du Massif de Bessède. Le front de celui-ci chevauche alors directement, suivant un contact assez incliné qui se redresse très vite vers l'Ouest, les couches albiennes de Joucou et de Belfort. Ainsi, viennent successivement en contact avec les marnes albiennes : d'abord, les calcaires dévoniens, au Nord de la cote 1069; plus à l'Ouest, les schistes siluriens, sur le sentier qui suit la crête du Col des Pradels; à nouveau, les calcaires dévoniens; enfin, les

schistes houillers dans la vallée du Ramenis (pl. VI, coupe 11). Dans la coupe de cette vallée, déjà analysée (p. 134), le contact direct de la série primaire et de l'Albien n'est pas visible en amont du moulin de Ruël ; mais les plongements des couches albiennes vers le Sud, que l'on peut observer assez près du contact présumé, indiquent que celui-ci doit être encore renversé au Nord.

Le renversement du front du Massif de Bessède vers le Nord est encore visible sur la rive gauche du ruisseau du Ramenis, où le contact du Primaire et de l'Albien passe au Nord du village de Caillens¹. Les schistes et les quartzites houillers de Caillens chevauchent faiblement les marnes crétacées qui forment toutes les pentes situées au Nord du village jusqu'au confluent du Rébenty et du ruisseau du Ramenis. A l'Ouest de Caillens, les schistes carbonifères disparaissent sur le front du massif ; c'est alors une étroite bande de calcaires dévoniens granitisés qui forme la bordure du noyau cristallin du Sommet d'Arques. Un instant, ces calcaires dévoniens s'appuient encore directement vers le Nord sur les schistes albiens ; mais, très vite plus à l'Ouest, s'insinue suivant ce contact une étroite lame de calcaires marmoréens, elle-même faiblement renversée au Nord (fig. 16, coupe 1). Cette lame représente le flanc inverse, ici encore très laminé, dont nous avons vu la disparition progressive par étirement au Nord du Roc de la Serre. Sans doute, ne voit-on ici qu'une étroite lame calcaire dans laquelle toute distinction d'étage est impossible. On ne peut même savoir si cette barre de calcaires marmoréens représente en totalité la série secondaire calcaire dont la succession serait masquée par le métamorphisme, ou si elle correspond seulement à l'Urgo-Aptien, les couches de base étant complètement laminées. Toutefois, la disposition n'en est pas moins singulièrement comparable à celle que nous avons analysée au Nord de Bessède dans des parages plus orientaux. C'est toujours la même disposition, en flanc inverse plus ou moins étiré, de la couverture secondaire d'un noyau hercynien déjeté au Nord. Or, nous atteignons au Sommet d'Arques l'extrémité occidentale de l'affleurement primaire de Bessède, où nous allons voir, comme vers leur terminaison orientale, les terrains primaires s'enraciner indiscutablement sous les calcaires secondaires.

En résumé, la couverture secondaire du Massif de Bessède se dispose, sur le bord septentrional de celui-ci, en un flanc inverse régulier qui aboutit, à sa partie supérieure, aux couches albiennes de la vallée du Rébenty. Le flanc inverse peut

¹ Le contact du Houiller et des couches crétacées sur le front du Massif de Bessède, entre la vallée du Ramenis et le Sommet d'Arques, est particulièrement difficile à suivre. En effet, tandis que le Houiller est représenté par des schistes et par des quartzites, les schistes de l'Aptien supérieur et de l'Albien montrent eux-mêmes, et souvent très près du contact du Primaire, des intercalations de quartzites qu'il est très difficile de distinguer de ceux du Carbonifère. Seule, me semble-t-il, la présence de bancs de poudingues dans les couches primaires permet de faire une discrimination certaine. Les affleurements de quartzites de la rive gauche du ruisseau de Ramenis, du Nord de Caillens, celui qui traverse, au Nord de la cote 1049, le ravin à l'Ouest de Caillens et se poursuit vers l'Ouest en une étroite bande qui atteint presque la vallée du Rébenty, me paraissent représenter des intercalations stratigraphiques dans les schistes crétacés. Il en a déjà été question (p. 71).

être complet, au Nord du cirque de Bessède et dans le massif du Sommet de Nagreychou par exemple ; il peut, aussi, être l'objet de laminages, entraînant dans certains cas la suppression totale de ses couches de base jusqu'aux calcaires urgo-niens compris. Sur le front du massif, le Primaire chevauche alors directement l'Albien. Cette disposition, que l'on observe entre le Roc de la Serre et le Sommet d'Arques, reproduit exactement celle que réalise l'étiement du Col de Pourteil sur le bord septentrional du Massif de l'Agly.

3. LA TERMINAISON OCCIDENTALE DU MASSIF DE BESSÈDE

Tandis que des contacts longitudinaux, comme celui que nous venons de suivre dans le paragraphe précédent, peuvent être l'objet d'interprétations différentes, la terminaison occidentale du Massif de Bessède montre une disposition caractéristique (fig. 15 et 16). Celle-ci, que j'ai déjà analysée dans des notes préliminaires [103, 164, p. 311], ne laisse aucun doute sur l'enracinement des terrains primaires. La terminaison occidentale du noyau cristallin du Sommet d'Arques au Nord de Galinagues mérite un examen approfondi, d'autant plus qu'en ces parages, l'existence de profonds ravins permet d'observer des coupes naturelles, sans avoir recours à l'interprétation de données de surface ¹ (fig. 15 et 16).

Le massif cristallin du Sommet d'Arques, que l'on peut traverser aisément le long des trois sentiers superposés qui courent sur ses pentes occidentales au Nord de Galinagues, est constitué par un noyau de granite et de gneiss entremêlés de filons de pegmatite ; de larges bandes de calcaires dévonien incomplètement digérés se montrent au sein de la masse cristalline. Cet affleurement de matériel hercynien est limité, au Nord et au Sud, par deux profonds ravins ; ceux-ci se réunissent au Nord de la cote 948, pour former le vallon qui aboutit au Rébenty en face du moulin de la Carrière. Les couches primaires atteignent vers l'Ouest le confluent des deux ravins conséquents ; mais on ne peut pas les suivre au delà, où, jusqu'à la vallée du Rébenty, le fond du vallon, large de 150 mètres environ, est entièrement comblé par des alluvions et des éboulis remaniés qui proviennent en partie du massif cristallin du Sommet d'Arques et en partie des pentes calcaires qui, au Nord comme au Sud, bordent le vallon. Ces formations masquent complètement le substratum rocheux, le dernier affleurement de granite en place se trouvant à la bifurcation des vallons, c'est-à-dire à une cote très peu supérieure à celle du confluent avec le Rébenty. *Le Primaire se termine ainsi au point le plus bas, dans un vallon profondément encaissé, à 150 mètres en contre-bas des calcaires secondaires qui l'enveloppent.*

Examinons maintenant la couverture de calcaires secondaires qui ceinture

¹ On sait que pour M. Léon Bertrand [30, p. 53] le Massif de Bessède se terminerait en hauteur sur les terrains secondaires au Nord de Galinagues. Carez, quoiqu'il donna de l'accident une représentation assez incomplète [91, V, pl. XXXI], reconnut l'enracinement des terrains primaires et fournit d'excellentes raisons à l'appui de son opinion [98, p. 408].

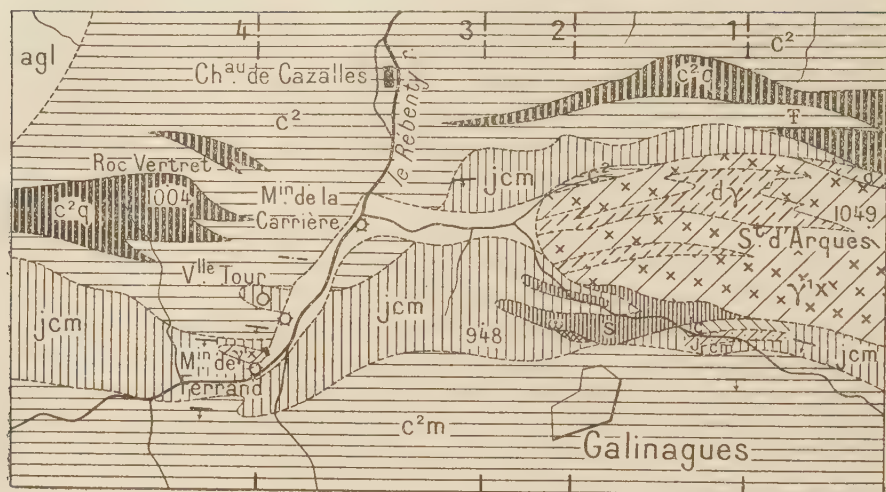


Fig. 15. — Carte de la terminaison occidentale du Massif de Bessède.

Echelle : 1/25.000.

γx granite, schistes gneissiques ; $d\gamma$ enclaves de calcaires dévoniens granitisés ; s schistes paléozoïques ; d calcaires dévoniens ; ω ophite triasiques ; lc Lias inférieur ; j dolomies jurassiques ; c^m calcaires urgoniens métamorphiques ; jcm calcaires jura-crétacés métamorphiques ; c^2 marnes albiennes ; c^2q quartzites interstratifiés dans les schistes albiens ; c^2m calcaires et calcschistes noirs albiens métamorphiques ; agl formations glaciaires ; a alluvions.

la terminaison du granite du Sommet d'Arques. Vers le Nord, l'affleurement cristallin et primaire est bordé par la barre de calcaires marmoréens que nous avons vue s'insinuer, à l'Ouest de Caillens, suivant le contact du socle hercynien du Massif de Bessède et de l'Albien de la vallée du Rébenty. Cette barre, toujours affectée du même renversement au Nord, se poursuit sans discontinuité jusqu'au delà du confluent des deux ravins en amont du moulin de la Carrière, où elle forme un mur calcaire qui se dresse au-dessus des alluvions. La muraille calcaire est faiblement déjetée vers le Nord sur les marnes albiennes qui, elles, affleurent au petit col où la Carte d'Etat-major indique une fontaine. Suivant le contact de ces calcaires secondaires et du granite du Sommet d'Arques, on trouve, en remontant le thalweg du petit ravin, une bande très étroite de schistes noirs, recoupée par le premier sentier qui traverse le ravin. Je crois, avec M. Léon Bertrand, que ces schistes, qui cependant par certains caractères rappellent bien les schistes carburés du Gothlandien, doivent être attribués à l'Albien ; mais je ne saurais, avec cet auteur, considérer leur affleurement comme appartenant au substratum du noyau cristallin du Sommet d'Arques. En effet, les schistes en question sont exclusivement localisés sur le bord nord du granite dont ils n'enveloppent nullement la terminaison occidentale pour prendre un égal développement au Sud dans le ravin qui remonte vers Galinagues, comme l'indique la Feuille de Quillan. Le petit affleurement albien

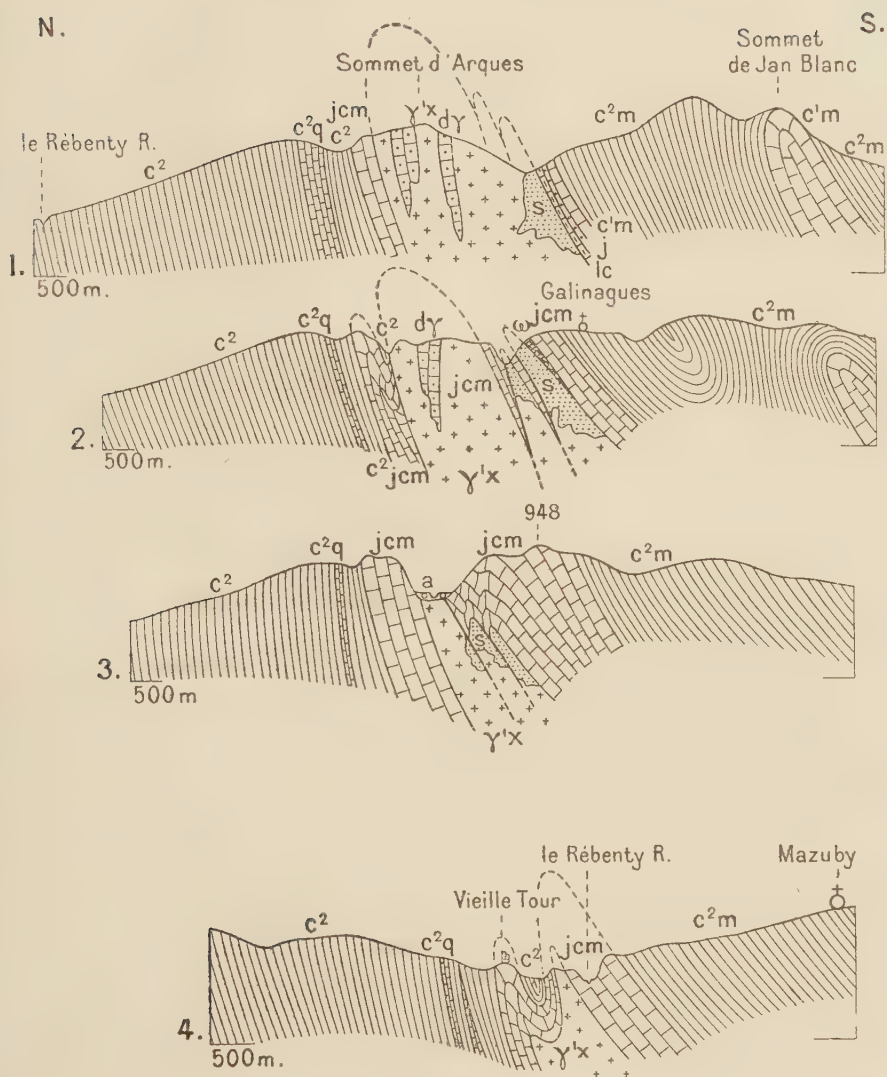


Fig. 16. — Coupes en série de la terminaison occidentale du Massif de Bessède.
Echelle : 1/25.000.

N. B. — L'emplacement des coupes est porté sur la carte de la figure 15. Les notations des terrains sont les mêmes que pour la figure 15.

ici en cause représente, pour moi, un petit synclinal des mêmes schistes que ceux de la vallée du Rébenty (fig. 16, coupe 2); il vient se loger entre l'Urgonien et le Primaire, suivant une disposition qui n'a rien d'in vraisemblable pour un complexe de lames isoclinales, très vigoureusement serrées, résultant

du morcellement vers l'Ouest du Primaire de Bessède et de sa couverture secondaire.

Au Sud du grand ravin qui mène au Rébenty, s'élève brusquement, au-dessus des alluvions, le vaste massif calcaire entamé par une profonde gorge orientée N-S qui le divise en deux sommets, dont le plus oriental est le pic 948, sur les pentes méridionales duquel se trouve le village de Galinagues. Ce massif est formé par des calcaires marmoréens qui sont certainement en continuité profonde, sous les alluvions du ravin du moulin de la Carrière, avec ceux de la bordure septentrionale du granite du Sommet d'Arques. Le granite se trouve ainsi complètement ceinturé par une couverture de calcaires secondaires, sous lesquels il s'ennoie rapidement vers l'Ouest, à peu de distance en aval du confluent. Les calcaires du pic 948 s'enfoncent vers le Sud, suivant un contact d'ailleurs très redressé, sous les calcaires noirs et les calcschistes métamorphiques albiens de Galinagues.

La coupe 3 de la figure 16, qui intéresse, suivant le méridien du pic 948, les deux rives du vallon du moulin de la Carrière, révèle ainsi une disposition très simple, celle d'une ride anticlinale des calcaires secondaires marmoréens, sous lesquels le Massif de Bessède est ennoyé. Cet anticlinal, faiblement déjeté au Nord comme tous les accidents de la région, est situé entre la bande albienne synclinale de la vallée du Rébenty et le Synclinal métamorphique de Rodome et d'Aunat, qui lui fait suite vers le Sud.

En réalité, cette disposition de la couverture, qui paraît simple, masque le morcellement de la masse hercynienne en profondeur. La coupe 2, relevée à 200 mètres à peine à l'Est du sommet 948, montre déjà, en effet, qu'au Sud de la masse primaire principale du Sommet d'Arques le revêtement secondaire de celle-ci est violemment plissé et que deux lames de schistes houillers crèvent, en anticlinaux très aigus, au milieu des calcaires secondaires marmoréens au Nord de Galinagues. L'un de ces affleurements primaires occupe un petit replat au-dessus de la muraille calcaire surplombant le profond ravin qui limite le granite du Sommet d'Arques. La longue bande schisteuse, de direction oblique au ravin, redescend jusqu'au thalweg de celui-ci, qu'elle atteint avant le petit col situé au Nord de Galinagues, et le traverse, pour venir s'encapuchonner sur sa rive droite sous les calcaires marmoréens qui ont, eux aussi, traversé le vallon et vont plus loin se terminer en hauteur sur le Primaire du Sommet d'Arques. Une lame plus méridionale de schistes houillers surgit dans les calcaires marmoréens au Nord de la cote 948, près de la crête ; elle s'allonge de l'Ouest à l'Est, parallèlement à la précédente, pour venir couper le sentier de Galinagues au Nord du village.

L'attribution au Houiller des schistes qui constituent ces deux affleurements ne fait, à mon avis, aucun doute ; j'y ai, en effet, découvert, intercalés dans les schistes, les bancs de poudingues à galets quartziteux qui sont, dans les Pyrénées, si caractéristiques des sédiments de cet âge. Je signalerai aussi l'existence, à la base de la série secondaire marmoréenne, d'un petit pointement d'ophite très altérée que j'ai trouvé au Nord de Galinagues, sur le contact des

calcaires secondaires très métamorphiques, pétris de grands cristaux de dipyre, et des schistes et poudingues houillers de la bande la plus méridionale (fig. 16, coupe 2). Il semble bien, par conséquent, que les calcaires marmoréens représentent, au moins par place, toute la série secondaire du Lias à l'Urgo-Aptien¹. Ailleurs, les étirements ont pu amener des suppressions.

La coupe 2, relevée suivant le méridien de Galinagues, intéresse à la fois la masse hercynienne principale du Sommet d'Arques et les deux lames anticlinales plus méridionales; elle montre, du Nord vers le Sud, la succession suivante :

1. schistes aptiens supérieurs et albiens de la vallée du Rébenty, présentant une intercalation subverticale de grès et de quartzites ;
2. calcaires secondaires marmoréens ;
3. petit repli synclinal des schistes albiens ;
4. granite, gneiss et calcaires dévoniens métamorphiques du Sommet d'Arques ;
5. calcaires secondaires marmoréens ;
6. première lame anticlinale de schistes carbonifères ;
7. calcaires secondaires marmoréens ;
8. deuxième lame anticlinale de schistes et de poudingues carbonifères ;
9. ophite ;
10. calcaires secondaires marmoréens ;
11. calcaires noirs et calcschistes métamorphiques de Galinagues (Synclinal de Rodome et d'Aunat).

En résumé, vers sa terminaison occidentale, où il plonge sous les terrains secondaires, le Massif de Bessède se morcelle en une série de lames isoclinales faiblement couchées au Nord et pressant vigoureusement entre elles des replis synclinaux de la couverture. En effet, le morcellement n'affecte pas seulement le matériel hercynien ; mais il gagne aussi le revêtement secondaire.

4. LA BORDURE MÉRIDIONALE DU MASSIF DE BESSÈDE

Sur leur bord méridional, les terrains primaires du Massif de Bessède s'enfoncent sous les couches métamorphiques du Synclinal de Rodome et d'Aunat, suivant un contact que nous allons suivre maintenant depuis Galinagues jusqu'au Sud du village de Bessède².

Au NE de Galinagues, sur le prolongement des lames anticlinales qui viennent d'être décrites, les schistes houillers sont en contact avec le granite

¹ On trouve aussi, par place, sur le plateau calcaire du Nord de Galinagues, près de la bordure des lames primaires, des bandes discontinues de dolomies jurassiques peu modifiées.

² Ainsi que je l'ai déjà signalé dans une note préliminaire [403], les contours de la Feuille de Quillan sont inexacts dans les environs de Galinagues. Les calcaires marmoréens du massif qui porte la cote 948 ne se relient pas, au Sud de Galinagues, avec l'étroite bande qui vient du Col de Triby, cette dernière se terminant au Sommet de Jan Blanc ; mais ils se poursuivent, le long du contact de l'Albien et du Primaire, en une longue bande étirée qui représente le flanc septentrional du Synclinal de Rodome.

du Sommet d'Arques. Ces schistes houillers affleurent dans le vallon qui court au Sud du Sommet d'Arques ; ils viennent localement, sur leur bord méridional, jusqu'au contact des couches noires albiennes de Galinagues, les calcaires marmoréens, qui formaient plus à l'Ouest le pic 948, étant alors étirés.

Très rapidement, la série secondaire calcaire, ici étirée, reparaît au Nord de l'Albien métamorphique du sommet 1064, formant une petite crête continue au-dessus du vallon occupé par le Houiller. Quoique la série calcaire soit toujours métamorphique, on peut en distinguer très nettement les divers termes qui viennent couper obliquement le vallon suivi, au Sud du Sommet d'Arques, par le sentier de Galinagues à Rodome, lorsque celui-ci a quitté les schistes et les quartzites du Houiller.

La série secondaire est complète et concordante ; elle plonge, comme le contact du Primaire et du Secondaire, de 45° vers le Sud. La coupe relevée au Sud du Sommet d'Arques montre ainsi, du Nord vers le Sud (fig. 16, coupe 1) :

1. le granite, les gneiss et les calcaires dévonien métamorphiques du Sommet d'Arques ;

2. les schistes et quartzites houillers ;

3. les calcaires liasiques ;

4. les dolomies noires du Jurassique moyen ;

5. les calcaires marmoréens de l'Urgo-Aptien ;

6. les calcaires et calcschistes noirs albiens du sommet 1064.

La série secondaire ici analysée représente la retombée méridionale de la couverture posthercynienne du Massif de Bessède. Mais, sur toute la bordure nord du Synclinal de Rodome-Aunat, le point intéressé par la coupe précédente est le seul où j'ai pu observer, à la base des couches noires albiennes, une série secondaire complète jusqu'au contact des terrains primaires. C'est là une sorte d'îlot respecté par le métamorphisme, alors que partout ailleurs la couverture calcaire ne montre plus, dans la même position, qu'une étroite lame discontinue de calcaires très métamorphiques.

Au delà, peut, en effet, se suivre vers l'Est, en bordure des terrains cristallins, jusqu'au Nord du hameau de Munès, une étroite bande de calcaires marmoréens, plongeant de 45° vers le Sud. Les maisons de Munès sont bâties sur une butte occupée par les calcaires noirs subcristallins de l'Albien ; ceux-ci s'appuient au Nord, par l'intermédiaire d'une très mince lame de calcaires métamorphiques, sur les gneiss du Massif de Bessède qui affleurent dans le thalweg du vallon suivi par la route.

Le même contact s'observe dans de très bonnes conditions en face du réservoir du moulin de Munès, à la bifurcation des routes d'Aunat et de Rodome, où l'on voit, à la base des couches noires albiennes, une lame, épaisse de quelques mètres, de calcaires blancs très cristallins et plongeant de 45° vers le Sud reposer sur la tranche des gneiss qui, eux, plongent d'un même angle vers le Nord (fig. 17).

La bande de calcaires marmoréens blancs, déjà très étroite à Munès, n'est

plus représentée au delà vers l'Est, le long du contact du Primaire et de l'Albien, que par une bande discontinue et très laminée qui repose toujours vers le Nord sur les terrains primaires. Enfin, avant d'atteindre le Col de Triby, la bande calcaire se met en continuité avec la lame anticlinale du Sommet de Jan Blanc. Cette dernière, séparant de la masse albienne principale de Rodome et d'Aunat la bande synclinale plus septentrionale de Munès, correspond à un ressaut couché au Nord du fond urgonien du Synclinal de Rodome et d'Aunat.

Au Nord du Bois du Mouillou, les calcaires secondaires métamorphiques affleurent dans le fond du vallon qui mène vers l'Est au Col de Triby. Ils y occupent une situation topographique très basse par rapport aux terrains cristallins et primaires qui les entourent. M. Léon Bertrand trouve dans cette disposition un des principaux arguments contre l'enracinement du Massif de Bessède [30, p. 54 ; 256, p. 527]. Or, l'allure de la terminaison de la lame calcaire du Col de Triby peut, je crois, s'expliquer sans difficulté. Le plan de contact du Primaire et du Secondaire n'est nullement « une surface presque plane et horizontale » ; il est, au contraire, très redressé, faiblement couché au Nord. Ce plan de contact n'est pas, non plus, « indépendant de la stratification des couches secondaires » ; mais celles-ci se moulent sur lui et en épousent toutes les sinuosités. Les calcaires de la bande suivie depuis Munès, dessinant une terminaison périssynclinale, se reploient vers l'Ouest et enveloppent l'extrémité orientale de la langue albienne de Munès. La bande calcaire discontinue qui court au Nord de Munès et de Galinagues est issue de l'affleurement calcaire du Col de Triby ; or, elle est indiscutablement superposée aux terrains primaires sur le bord méridional du Massif de Bessède ; par voie de continuité, on est obligé d'admettre la superposition des calcaires secondaires du Col de Triby au matériel hercynien du Massif de Bessède.

Les calcaires du Col de Triby correspondent à l'extrémité d'une indentation synclinale très aiguë de la couverture secondaire, qui vient s'engager en coin et se terminer à l'Est sur le fond hercynien rigide et irrégulièrement brisé du Massif de Bessède.

Au Sud du Bois de Mouillou, le massif hercynien s'élargissant très brusquement, pour atteindre vers le Sud la route d'Aunat à Bessède, les couches albiennes du Synclinal de Rodome-Aunat se relèvent sur lui. Le bord du massif primaire ne coupe pas les couches secondaires à angle droit ; mais celles-ci s'infléchissent progressivement pour devenir, sur la bordure du synclinal, parallèles à la limite du Primaire. Cette disposition peut s'observer dans le chemin qui mène d'Aunat au Col de Triby par le Bois du Mouillou. Les calcaires et calcschistes noirs de l'Albien qui, au Nord d'Aunat, sont orientés E-W et plongent de 45° vers le Sud, s'infléchissent ensuite au Sud, pour prendre une direction méridienne, en même temps qu'ils se redressent et deviennent subverticaux à l'approche de leur contact avec le Primaire. Le contact du Primaire et du Secondaire suit le thalweg du vallon à l'Ouest de la cote 1123, depuis le Bois du Mouillou jusqu'à la route de Bessède. Le mouvement de tor-

sion constaté pour les couches albiennes affecte aussi, plus au Sud, les calcaires marmoréens du flanc méridional du Synclinal de Rodome qui, dans le mamelon situé au SE d'Aunat, viennent en contact avec les gneiss de Bessède. Ce sommet montre, sur ses pentes septentrionales, une étroite lame synclinale albiennne dirigée NW-SE et couchée au NE.

La montée axiale très rapide du noyau hercynien de Bessède explique parfaitement la disposition que révèle, à l'Est d'Aunat, la terminaison orientale du Synclinal de Rodome et d'Aunat.

Le contact des gneiss de Bessède et des calcaires secondaires métamorphiques traverse la route de Bessède à l'Ouest de la chapelle indiquée sur la Carte d'Etat-major au col qui sépare le cirque de Bessède de la dépression fermée d'Aunat. Il tourne ensuite vers l'Est et suit à mi-hauteur les pentes septentrionales du Sommet de la Barthe. Les calcaires marmoréens¹ du Sommet de la Barthe dominent les gneiss et les schistes primaires qui affleurent dans un profond ravin en contre-bas de la route. Comme l'a déjà signalé Carez [98, p. 107], la superposition du Secondaire au Primaire est incontestable sur la route de Bessède à Gesse. Sur les gneiss et les schistes primaires métamorphiques du Massif de Bessède reposent les calcaires secondaires plongeant au Sud. Ces calcaires se relient vers l'Est à ceux de la Forêt du Miayro qui couronnent le versant oriental du cirque de Bessède, où s'individualisent les termes inférieurs de la série secondaire.

Ayant suivi toute la bordure du Massif de Bessède, nous pouvons conclure, sans le moindre doute, à son enracinement. C'est une masse hercynienne enracinée et surélevée au milieu des couches secondaires, un bloc de matériel hercynien émergeant de la profondeur, comme mû par un mouvement vertical, ou, du moins, faiblement couché vers le Nord. Par ses ennoyages brusques vers ses deux extrémités, par son morcellement en écailles isoclinales au Nord de Galinagues, le Massif de Bessède fournit un bel exemple de la tectonique rigide propre au matériel de fond induré et cassant. Sur ce matériel profond la couverture secondaire, souple et passive, s'est disposée comme elle a pu. Sujettes à des étirements considérables, peu atteintes par le métamorphisme sur la bordure nord du massif où elles sont organisées en flanc inverse, profondément modifiées, au contraire, dans le flanc normal, les couches secondaires nous ont révélé dans leur disposition de nombreux accidents qui paraissent toujours en relation avec les cassures du socle profond.

¹ M. Dubar [428, p. 429] a pu reconnaître sur les pentes orientales du Sommet de la Barthe, dans le prolongement des couches de même âge de la Forêt de la Devèze, un noyau anticlinal de Lias et de dolomie jurassique qui s'enfonce sous les calcaires crétacés du sommet. Les terrains sont beaucoup moins métamorphisés dans le flanc nord que dans le flanc sud de cet anticlinal, où les schistes liasiques sont devenus semblables aux couches noires albiennes du Synclinal de Rodome.

B. — LE SYNCLINAL MÉTAMORPHIQUE DE RODOME ET D'AUNAT

Dans une succession de plis tous dirigés E-W et couchés vers le Nord, le Synclinal des terrains métamorphiques de Rodome, d'Aunat et de Mazuby succède régulièrement vers le Sud à l'anticlinal dans lequel surgit le Massif de Bessède.

Nous avons déjà suivi (p. 145), par le Col de Triby, Munès et Galinagues, la bordure septentrionale du Synclinal de Rodome et constaté, tout au long de ce parcours, la superposition des couches secondaires aux terrains primaires et cristallins suivant un contact qui plonge de 45° vers le Sud. Les couches noires albiennes, qui remplissent le synclinal, traversent, vers leur extrémité occidentale, la vallée du Rébenty et viennent se terminer à l'Est du Sarraat de Maljournal. Vers l'Est, le Synclinal métamorphique disparaît en hauteur, par une élévation d'axe très rapide, au-dessus du noyau gneissique de Bessède. Enfin, sur le bord méridional du pli, un contour à peu près rectiligne, qui passe au Sud d'Aunat, de Rodome et de Mazuby, indique la limite de l'extension vers le Sud des couches noires albiennes métamorphiques.

L'étude du Synclinal de Rodome et d'Aunat donne matière à des considérations intéressantes relativement à deux ordres de questions :

- 1° aux caractères du métamorphisme des couches secondaires ;
- 2° à la structure de l'affleurement synclinal.

Le métamorphisme des couches secondaires dans le Synclinal de Rodome et d'Aunat. — Dans le prolongement occidental du Synclinal de la Forêt de Boucheville, le Synclinal de Rodome et d'Aunat fait toujours partie du *Synclinal des terrains métamorphiques*. Les couches qui y sont représentées, sont profondément transformées par le métamorphisme ; ce sont, à la base, des calcaires blancs très marmorisés, à la partie supérieure, des calcaires noirs subcristallins. Ces roches sont si profondément modifiées, elles présentent un faciès si particulier et tellement différent de celui des couches normales de même âge, que, pendant longtemps, les auteurs ont cru devoir les attribuer au Primaire.

C'est ainsi que les calcaires marmoréens blancs, désignés par Charpentier [141], dès 1823, sous le terme de « calcaires primitifs » et suivis par lui jusque dans l'Ariège, étaient considérés par cet auteur comme immédiatement supérieurs au granite. Antésiluriens pour Garrigou [142], ils étaient carbonifères pour Coquand [145]. De même, Magnan [229] attribuait les calcaires noirs pyriteux de Rodome au Laurentien, au Cambrien et au Silurien.

Vignier [307, p. 85 ; 305] paraît très indécis. Il donne, d'une part, d'excellentes raisons de l'attribution possible des calcaires noirs siliceux de Rodome aux couches albiennes à *Plicatula radiola* et à *Parahoplites Milletianus* des bassins de Quillan et d'Axat, comme la richesse en fer, la richesse en éléments quartzeux, la fréquence des restes organiques dans les sédiments des deux formations, toutes deux très épaisses. Mais, d'autre part, voulant absolument attribuer le métamorphisme de ces cou-

ches au granite et estimant celui-ci d'âge primaire, Viguiér se voit obligé de rapporter tout le complexe métamorphique à l'Archéen :

« J'ai rattaché à l'Archéen, avec doute cependant, cette formation, uniquement parce que je ne crois pas, en l'état actuel de mes connaissances, pouvoir attribuer son métamorphisme à d'autres causes qu'au voisinage des roches granitoïdes acides, et que, malgré certains caractères particuliers de ces dernières, je ne puis prouver pour le moment qu'elles appartiennent aux roches éruptives récentes ».

Plus tard, de Lacvivier [488], Mussy [237], Vène [288], Leymerie [243] reconnurent l'âge secondaire des couches de Rodome et les rapportèrent au Lias et au Jurassique. Enfin, Dufrénoy [434] et d'Archiac [4] observèrent que les calcaires blancs cristallins peuvent monter jusqu'au Crétacé inférieur et représenter les calcaires à Réquiéniens.

Depuis, les travaux de Carez et de M. Léon Bertrand ¹ ont apporté des précisions nouvelles et l'on sait que les calcaires blancs marmoréens correspondent à toute la série secondaire, du Lias à l'Urgo-Aptien inclus, tandis que les calcaires cristallins noirs, qui leur sont superposés, représentent l'Aptien supérieur et l'Albien et sont bien, comme le soupçonnait Viguiér, équivalents des marnes d'Axat et de Quillan.

Les calcaires blancs marmoréens. — Comme ceux du Plateau du Clat et ceux du Nord de Sainte-Colombe, les calcaires secondaires marmoréens qui affluent dans le Synclinal de Rodome, en particulier sur la bordure méridionale de celui-ci, sont des calcaires compacts, très cristallins, blancs ou jaune clair, parfois chargés de mica et de pyrite. Ils passent fréquemment à des brèches à éléments peu volumineux blancs ou gris. *Les calcaires marmoréens sont ainsi caractérisés, d'une part, par leur cristallinité, d'autre part, par le développement dans leur masse de minéraux de métamorphisme.*

Les calcaires marmoréens correspondent à un complexe et représentent le Lias, les dolomies jurassiques et l'Urgo-Aptien. Michel Longchambon [216] a pu reconnaître dans ce complexe deux niveaux de calcaires à dipyre, celui du Lias moyen et celui de l'Aptien supérieur, les calcaires marmoréens de l'Aptien étant, au contraire, généralement très purs. Le même auteur est parvenu à distinguer les bandes de dolomies jurassiques originelles, transformées en un marbre blanc, qu'il est, à première vue, bien difficile de distinguer des calcaires cristallins.

Pour ce qui est de l'Aptien, le point de départ est un calcaire à grain fin, compact, gris ou rosé, à sections de *Toucasia*, relativement très pur et dépourvu d'éléments détritiques grossiers. Les modifications qu'apporte le métamorphisme sont :

1° la recristallisation du carbonate de chaux qui transforme le calcaire aptien primitif soit en marbres finement cristallins, si les cristaux de calcite sont petits et intimement engrainés les uns dans les autres, soit en calcaires saccharoïdes formés d'une mosaïque de grands cristaux de calcite.

2° la formation de minéraux de métamorphisme (dipyre, albite, mica blanc, pyrite), aux dépens des impuretés originelles et d'apports nouveaux en proportion très faible.

¹ Voir notamment [91, V, p. 2834] et [14, p. 30].

Les calcaires noirs de Rodome. — Les couches noires albiennes de Rodome, d'Aunat et de Mazuby présentent le faciès dit « de Rodome », faciès tout à fait particulier que revêtent les couches de même âge dans tout le parcours du Synclinal des terrains métamorphiques sur les Feuilles de Quillan, de Foix et de Bagnères, aussi bien dans la Forêt de Boucheville que dans la région de Videssos et dans la Bellongue.

Le point de départ est ici fourni par les marnes albiennes, noires ou grises, peu compactes et assez calcaires pour faire très nettement effervescence aux acides. Ces roches montrent au microscope une substance détritique très fine, du carbonate de chaux amorphe et une quantité considérable de matière charbonneuse finement granulaire et opaque.

La transformation est si profonde que, ainsi que le signale Viguiet [307, p. 75], les anciens auteurs, comme Gensanne et Giraud Soulavie, ont rapporté les couches noires de Rodome à des basaltes et ont même indiqué la position des bouches volcaniques qui leur auraient donné naissance. Le calcaire noir de Rodome est une roche dure, compacte, à pâte très fine et à nombreuses mouchetures de pyrite. Il a une cassure conchoïdale. Lorsque la transformation est poussée à l'extrême, il ne fait plus effervescence aux acides.

Viguiet [307, p. 245], puis Michel Longchambon [216, p. 8 et 28] ont étudié les transformations physiques et chimiques qui, à partir des marnes albiennes, donnent les calcaires de Rodome. La matière charbonneuse est la première atteinte; elle s'agglomère en petites taches noires, pendant que la calcite cristallise. A ce premier stade, le calcaire de Rodome est une marne à calcite cristallisée. Puis la calcite est détruite; l'acide carbonique étant peu à peu remplacé par de la silice, la roche subit une silication graduelle et finalement totale. En même temps que cristallisent des minéraux nouveaux, en particulier des paillettes de mica, qui, s'alignant, donnent à la roche une schistosité secondaire, la silice garnit tous les vides laissés par le départ de l'acide carbonique et la roche devient quartzreuse.

Les caractères généraux du métamorphisme des couches secondaires dans le Synclinal de Rodome et d'Aunat. — La région de Rodome se prête très bien à l'étude des modifications dues au métamorphisme. Il convient d'abord de préciser l'étendue où les terrains secondaires sont véritablement métamorphiques. Sont affectées d'un métamorphisme généralisé les couches situées dans le synclinal sis entre le Massif de Bessède et la ride anticlinale du Picou de la Montjoie. En effet, de même que le métamorphisme est exceptionnel sur la retombée nord de la couverture du noyau hercynien de Bessède, la cristallinité des calcaires secondaires disparaît au Sud de l'axe anticlinal du Picou de la Montjoie et ne s'étend pas jusqu'à la Zone axiale. Le métamorphisme est ainsi localisé à une bande qui atteint à peine 4 kilomètres de largeur. Il s'agit d'un métamorphisme affectant un synclinal, un étroit sillon tectonique et non d'un métamorphisme géosynclinal. Ainsi que l'a suggéré M. Jacob [462], le métamorphisme peut s'être produit sous l'effet de la serrée entre les massifs hercyniens de l'étroite zone synclinale qu'il affecte. Et d'ailleurs, dans le domaine du synclinal, lorsque les flancs de celui-ci s'élèvent et

sont conservés assez haut sur les massifs encaissants, le métamorphisme disparaît progressivement.

C'est, en effet, un des caractères les plus frappants du métamorphisme nord-pyrénéen que son inégale intensité dans une même bande, où l'on peut le voir disparaître latéralement. Ainsi, avons-nous vu les calcaires blancs très marmoréens du Clat passer progressivement aux calcaires gris du Roc de la Trébine, dans lesquels des sections de *Toucasia* sont parfaitement reconnaissables. De même, les couches inférieures du Secondaire (Lias et dolomies jurassiques) reprennent-elles localement un faciès presque normal au Sud du Sommet d'Arques dans une bande calcaire qui, ailleurs, de la vallée du Rébenty au Col de Triby, se montre très marmoréenne. Sur le flanc méridional du Synclinal de Rodome nous trouverons aussi par endroits, au Sud de Rodome par exemple, des secteurs favorisés, où le métamorphisme a eu une action très atténuée. Très irrégulièrement réparti, disparaissant latéralement dans les mêmes couches, le métamorphisme ne saurait caractériser des zones tectoniques.

La structure de l'affleurement synclinal de Rodome et d'Aunat. —

Les couches secondaires du Synclinal métamorphique de Rodome sont couchées vers le Nord, leurs pendages au Sud pouvant varier entre 45° et 75°. Un repli longitudinal de calcaires urgoniens, dirigé E-W et isoclinalement couché au Nord, subdivise le synclinal en deux bandes albiennes synclinales parallèles, celle de Rodome et d'Aunat, au Sud, et celle de Munès, au Nord (fig. 17). Constituée par des calcaires blancs très marmoréens, cette bande urgonienne part du Col de Triby, suit le vallon qui se dirige vers l'Ouest, coupe la route d'Aunat, puis celle de Rodome et se poursuit jusqu'au Sommet de Jan Blanc, où elle s'ennoie sous les calcaires noirs et les calcschistes albiens au Sud du mamelon 1064. Ce dernier est albien et le raccord par Galinagues entre la barre calcaire du Sommet de Jan Blanc et le massif du sommet 948, figuré par la Feuille de Quillan, n'existe pas. La lame anticlinale du Sommet de Jan Blanc ne correspond vraisemblablement pas à un simple pli de couverture ; sans doute enveloppe-t-elle une écaille hercynienne essaimée, vers l'Ouest, par le socle morcelé du Massif de Bessède.

Vers la terminaison orientale du Synclinal complexe de Rodome et d'Aunat, les couches secondaires se relèvent très brusquement sous la montée axiale du Massif de Bessède. A l'Ouest de Mazuby, vers l'extrémité occidentale du pli, les calcaires noirs de Rodome, associés à des schistes, traversent la vallée du Rébenty en aval de la belle falaise calcaire de Niort et remontent au Sud du Col d'Ubi sur la rive gauche, pour se terminer en hauteur, au-dessus du chemin d'Espezet à Niort, sur les calcaires marmoréens du Sarrat de Maljournal. Enfin, au Sud d'Aunat, de Rodome et de Mazuby, les calcaires secondaires se relèvent dans le flanc méridional du synclinal et, dans cette direction, nous allons trouver, jusqu'à la Zone axiale, plusieurs nouveaux plis longitudinaux.

C. — LA RÉGION COMPRISE ENTRE LE SYNCLINAL DE RODOME ET LA ZONE PRIMAIRE AXIALE ¹

Le Synclinal de Rodome ne s'étend pas vers le Sud jusqu'à la Zone axiale, car, en avant de celle-ci, surgit une ride anticlinale supplémentaire du tréfonds.

Au Sud de Bessède, de Rodome et de Mazuby, le manteau de terrains secondaires, épousant les ondulations du substratum cristallin, se montre lui-même accidenté de plis longitudinaux parallèles à la bordure de la Zone axiale. Une coupe relevée au Sud de Rodome va, tout de suite, nous indiquer la succession de ces replis et tracer, en même temps, le plan de l'étude qui suit.

Coupe d'ensemble passant par Rodome, la Fontaine du Tury et le Bois de Pech Loubié (fig. 17). — La coupe, relevée d'abord dans le chemin qui suit, entre Rodome et la Fontaine du Tury, un étroit vallon, laissant à l'Ouest le Sommet de Buscaille et le Roc des Planes et, à l'Est, le Sommet Moussarnières et le Picou de la Montjoie, puis poussée jusqu'aux terrains primaires de la Zone axiale, en empruntant le sentier qui traverse le Bois de Pech Loubié, montre, du Nord au Sud, la succession suivante de couches, toujours couchées au Nord, mais se redressant progressivement dans la direction du Sud :

1^o les calcaires noirs albiens qui remplissent le Synclinal de Rodome ;

2^o une série calcaire métamorphique, représentant le flanc méridional du Synclinal de Rodome renversé sur les couches albiennes. Quoique cette série soit encore profondément modifiée par le métamorphisme, on peut, sur la coupe analysée, en distinguer les divers termes. Du Nord vers le Sud, affleurent successivement : les calcaires urgoniens blancs très marmoréens, les dolomies jurassiques très pulvérulentes et qui ont perdu leur couleur foncée si caractéristique, des bancs de calcaires marneux fortement dipyrisés (Lias supérieur et moyen), enfin une bande de calcaires marmoréens souvent rougeâtres qui représentent le Lias inférieur. Latéralement ces couches se fondent dans une masse homogène de calcaires marmoréens où toute distinction devient bien difficile.

Quittant les calcaires liasiques, le vallon recoupe un vaste affleurement du socle hercynien (Massif du Picou de la Montjoie). Celui-ci est représenté par :

3^o des schistes siluriens métamorphiques plongeant vers le Nord ;

4^o un noyau de granulite et de gneiss ;

5^o un nouvel affleurement de schistes siluriens ;

Dans sa retombée au Sud du massif, la couverture secondaire montre :

¹ Pour toute la région située entre la Zone axiale et le Synclinal de Rodome, les études sur le terrain ont été faites dans des courses communes avec M. Charles Jacob. Les principaux résultats de notre travail ont été consignés dans une note préliminaire [164, p. 313], avant la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Pyrénées en 1928.

6° des calcaires noirs, plongeant au Sud, affleurant dans le chemin qui mène de la Fontaine du Tury au Col de la Clause. Ces calcaires représentent la retombée du Lias inférieur sur le flanc méridional de l'anticlinal à noyau hercynien traversé plus haut. Il est difficile, étant donné le faciès encore métamorphique des couches, de dire si l'étroite bande calcaire comporte aussi les couches supérieures au Lias.

Vers le Sud, viennent ensuite :

7° des marnes albiennes, plongeant encore au Sud et chevauchant directement, sur le bord septentrional de leur affleurement, les calcaires de la Fontaine du Tury ;

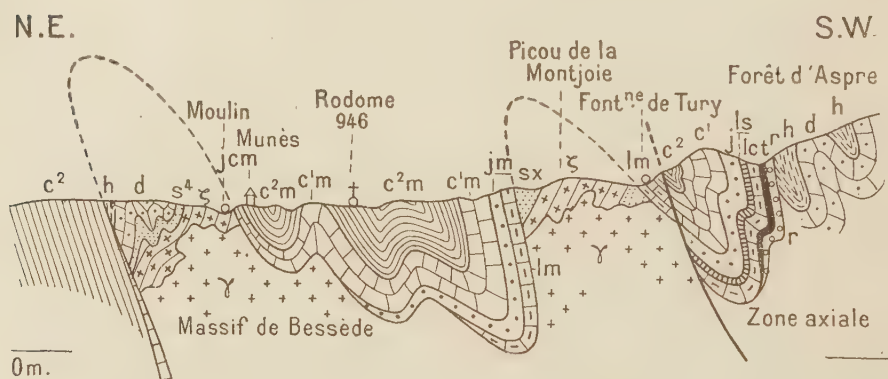


Fig. 17. — Coupe des Massifs de Bessède et du Picou de la Montjoie par Rodome et la Fontaine de Tury. — Echelle : 1/50.000.

γ granite; ζ gneiss; sx schistes siluriens métamorphiques; s⁴ schistes gothlandiens; d calcaires dévonien; h schistes houillers; r Permien (schistes violacés, grès rouges et mélaphtres; t Trias; lc Lias inférieur calcaire; ls Lias moyen et supérieur schisteux; j dolomies jurassiques; c¹ calcaires urgoniens; c² schistes albiens; lm Lias métamorphique; jm dolomies jurassiques métamorphisées; c¹m calcaires crétacés marmoréens; c²m calcaires noirs albiens de Rodome; jcm calcaires jura-crétacés marmoréens.

Le flanc méridional du synclinal dont l'axe est indiqué par les marnes albiennes montre ensuite, en une succession régulière :

8° les calcaires urgoniens formant la crête du Bois de Pech Loubié ;

9° des dolomies noires du Jurassique moyen ;

10° du Lias schisteux ;

11° du Lias inférieur calcaire vertical ;

12° du Trias ;

13° enfin, des schistes et des grès rouges du Permo-Trias, présentant des coulées interstratifiées de mélaphtres très altérés. Ces dernières couches viennent en contact avec les schistes houillers de la Zone axiale qui alternent eux-mêmes, sur le front de celle-ci, avec des bandes anticlinales de calcaires dévonien.

Cette coupe révèle l'existence, entre le Synclinal de Rodome et la Zone axiale, d'une ride anticlinale supplémentaire du tréfonds, indiquée par l'affleurement cristallin et primaire appartenant au *Massif du Picou de la Montjoie*. Ce massif crève en un anticlinal déjeté au Nord, dans un repli de la couverture secondaire en continuité vers le Nord avec le Synclinal de Rodome. Mais, plus au Sud, traduisant l'accident qui suit le front de la Zone axiale, apparaît une discontinuité à travers les terrains secondaires. Les calcaires métamorphiques de la Fontaine du Tury, qui retombent sur le bord méridional du Massif du Picou de la Montjoie, sont chevauchés par une série indemne de métamorphisme. Celle-ci, qu'avec M. Jacob nous avons appelée la *série de Fontanes*, dessine un synclinal, le *Synclinal de Viort*, dont l'axe est occupé par des marnes albiennes et dont le flanc méridional montre une série posthercynienne régulière et complète qui s'appuie au Sud contre la Zone axiale.

La succession des plis longitudinaux serrés entre le Synclinal de Rodome et la Zone axiale nous étant connue, nous allons maintenant suivre chacun d'eux en direction dans toute sa longueur, entre le méridien du Clat et la vallée du Rébenty.

I. — L'Anticlinal du Picou de la Montjoie.

L'anticlinal dans l'axe duquel surgit au Sud de Rodome, dans une zone particulièrement élargie et surélevée, le Massif du Picou de la Montjoie, se poursuit, de part et d'autre de celui-ci, indiqué par un repli de la couverture secondaire, vers l'Est dans la direction du Col des Aichides et du Sommet de la Barthe, comme vers l'Ouest, au delà du ruisseau de Fort Escure, dans la barre calcaire du Sud de Mazuby. J'examinerai successivement les trois tronçons du pli.

1. Le Massif du Picou de la Montjoie et sa couverture de terrains secondaires métamorphiques. — Constitué par des schistes métamorphiques et des gneiss qu'injecte un noyau de granulites et de pegmatites, l'affleurement primaire du Picou de la Montjoie, découvert par Viguié [307, p. 231], s'allonge en direction SE-NW sur plus de 4 kilomètres, ne dépassant guère 1 kilomètre de large. Il est limité au Nord par les sommets calcaires qui portent les cotes 1035, 952 et 1101. Vers le SE, les terrains cristallins et primaires n'atteignent pas le Col de la Clause ; vers le NW, ils s'arrêtent au ruisseau de Fort Escure.

La disposition anticlinale du Massif du Picou de la Montjoie est nettement mise en évidence par les relations du Primaire et des terrains secondaires. Nous savons qu'au Nord du massif, sur le chemin de la Fontaine du Tury, la

couverture secondaire ¹ est disposée en flanc inverse. Mais si l'on suit cette couverture vers le SE, on la voit se redresser peu à peu, pour finalement plonger au Nord vers l'extrémité orientale de l'affleurement primaire. Les pendages sont difficiles à discerner dans la masse marmoréenne; mais l'allure du contact des calcaires métamorphiques et des schistes siluriens, qui forment une bordure continue au noyau cristallin du massif, est, par contre, très caractéristique. Les schistes siluriens descendent vers le Nord dans chaque ravin que recoupe le contact, tandis que les calcaires secondaires remontent dans chaque butte. Cette disposition est particulièrement nette à la traversée du vallon N-S qui sépare les sommets 952 et 1101, sous une mine où a été exploité le minerai de fer oligiste qui accompagne les filons de quartz injectés dans les schistes siluriens.

Le Massif du Picou de la Montjoie, qui supporte ainsi, au Nord, les calcaires métamorphiques du Sud de Rodome, s'enfonce vers le Sud sous d'autres calcaires qui représentent la retombée de la couverture secondaire du massif dans le flanc méridional de l'anticlinal et qui sont eux-mêmes chevauchés par les marnes albiennes plus méridionales. Cette disposition entraîne infailliblement *l'enracinement du Massif du Picou de la Montjoie en avant de la Zone axiale*.

Les calcaires secondaires de la bordure méridionale du massif ² sont moins métamorphiques que ceux de la bordure septentrionale auxquels ils passent progressivement aux deux extrémités du massif primaire. Les deux terminaisons du Picou de la Montjoie, vers l'Ouest sur la rive droite du ruisseau de Fort Escure et vers l'Est sur les pentes méridionales du Sarrat Gros, montrent ainsi un ennoyage périclinal des terrains primaires et cristallins sous leur couverture de calcaires secondaires marmoréens.

2. — La ride anticlinale du Col des Aichides et du Sommet de la Barthe.

— Au delà de l'ennoyage oriental du Primaire du Picou de la Montjoie, la ride anticlinale qu'indique la brusque saillie de ce massif hercynien se poursuit en une ondulation très nette qui affecte la couverture secondaire au Sud du Col des Aichides et dans le Sommet de la Barthe.

A l'Est du vallon qui descend du Col de la Clause vers Aunat, apparaît bientôt, dans l'axe anticlinal du Picou de la Montjoie, au Nord du Bois de Linas, une bande de dolomies jurassiques noires, suivie au Sud par les couches calcaréo-marneuses jaunâtres du Lias moyen dans lesquelles nous avons trouvé, M. Jacob et moi, une faune caractéristique de Bélemnites, de Térébratules

¹ De l'Ouest à l'Est la couverture secondaire devient de plus en plus métamorphique et il est très difficile de suivre, au Nord du Picou de la Montjoie, le Lias, la dolomie jurassique et l'Urgonien dans le prolongement des couches recoupées sur le chemin de la Fontaine de Tury. Carez [91, V, pl. XXXI] a cependant cru pouvoir les identifier et cet auteur trace, à travers les sommets 952 et 1101, des bandes régulières de terrains secondaires se poursuivant jusqu'à la route d'Aunat à Fontanes.

² La bande de calcaires secondaires qui forme une bordure continue au Sud du Massif du Picou de la Montjoie, supportant les marnes albiennes plus méridionales, n'est pas indiquée sur la Feuille de Quillan. Dans l'interprétation retenue par M. Léon Bertrand, le Massif du Picou de la Montjoie serait superposé à la série de Fontanes.

et de Pectens. Ces couches jurassiques, verticales, prises dans un pli droit, se suivent vers l'Est jusqu'au delà de la route de Fontanes qu'elles traversent au Nord de la ferme de Baranguou. Les calcaires du Lias moyen sont immédiatement suivis vers le Sud par les marnes albiennes qui, subverticales elles aussi, affleurent dans une longue bande synclinale prolongeant, sur les pentes septentrionales du Bois du Linas, leur affleurement du Sud de la Fontaine du Tury. Toutes les couches secondaires comprises entre le Lias moyen et l'Albien sont donc étirées suivant le contact de l'Anticlinal du Picou de la Montjoie et de la bande synclinale albienne plus méridionale.

La route d'Aunat à Fontanes révèle une disposition analogue. Lorsqu'elle a quitté l'Albien métamorphique d'Aunat et les alluvions de la Vallée sans issue, cette route recoupe, du Nord au Sud, entre le Col des Aichides et Baranguou (fig. 18) :

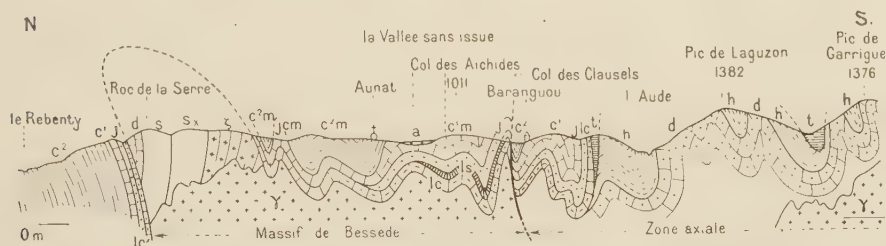


Fig. 18. — Coupe du Massif de Bessède au méridien d'Aunat. — Echelle : 1/80.000.

γ granite ; ζ gneiss ; s_x schistes sériciteux infra-siluriens ; s schistes siluriens ; d calcaires dévoniens ; h schistes carbonifères ; t Trias ; lc Lias inférieur calcaire ; ls Lias moyen et supérieur schisteux ; j dolomies jurassiques ; c' calcaires urgo-aptiens ; c² schistes albiens ; jem calcaires jura-crétacés marmoréens ; c'm calcaires crétacés marmoréens ; c²m calcaires noirs albiens de Rodome ; a alluvions.

1. — des calcaires urgo-aptiens très marmoréens, d'abord très redressés, puis plongeant au Nord après le Col des Aichides, en même temps que, le métamorphisme s'atténuant considérablement, ils deviennent de moins en moins cristallins ;

2. — des dolomies jurassiques noires ;

3. — les schistes et les calcaires marneux fossilifères du Lias moyen et supérieur ;

4. — une étroite bande de calcaires gris du Lias inférieur ;

5. — les schistes albiens de la bande synclinale suivie depuis le Sud de la Fontaine de Tury (prolongement oriental du Synclinal de Niort) ;

6. — les calcaires urgo-aptiens gris de Baranguou.

Cette coupe révèle, comme celles précédemment analysées, l'étirement complet du flanc septentrional du synclinal albien dans une succession de plis ici très redressés.

Au delà de la route d'Aunat, le noyau anticlinal de dolomies jurassiques et de Lias s'ennoie très vite vers l'Est et s'enfonce en tunnel sous les calcaires marmo-

réens du Sommet de la Barthe; puis, le pli vient se perdre dans le bord méridional du Plateau du Clat.

3. — **La lame anticlinale calcaire et le petit pointement cristallin de Mazuby.** — A l'Ouest du ruisseau de Fort Escure, la couverture calcaire du Massif du Picou de la Montjoie se poursuit en une étroite bande anticlinale sub-verticale, pincée isoclinalement dans l'Albien, entre les couches métamorphiques du Synclinal de Rodome et d'Aunat et celles du Synclinal de Niort qui, elles, ne sont aucunement modifiées.

Cette barre de calcaires marmoréens traverse le ravin de Mazuby (pl. VI, coupe 12), entre les calcaires noirs albiens qui portent le village et des marnes albiennes très schisteuses, accompagnées de bancs calcaréo-marneux jaunâtres où nous avons trouvé *Exogyra aquila*. Elle se poursuit au delà suivant la crête qui porte la cote 1063 et, se dressant en une superbe muraille d'une couleur éclatante au milieu des couches noires albiennes à topographie mollement ondulée, traverse la vallée du Rébenty immédiatement en aval des maisons de Niort, pour se raccorder, sur la rive gauche, au plateau calcaire du Sarrat de Maljournal.

A l'Ouest de Mazuby, sur les pentes méridionales du sommet 1063, le socle hercynien vient au jour, dans l'axe de la lame anticlinale calcaire, en un affleurement cristallin de taille très restreinte. Connue depuis les travaux de Vène [288] et de Viguière [307, p. 231], le pointement est signalé sur la Feuille de Quillan qui indique un affleurement de granite accompagné d'une exploitation de Kaolin. Les lieux montrent, en réalité, une fouille ouverte dans les calcaires métamorphiques près du contact de ceux-ci et des marnes albiennes du Col de Rodés. La matière recherchée, d'apparence talqueuse, constituée par un mélange de leuchtenbergite et de phlogopite¹, se présente dans les calcaires. La roche éruptive est une roche amphibolique dioritique : son affleurement est séparé des schistes albiens par des bancs calcaires et elle a, de ce fait, une disposition anticlinale. Ce pointement est ainsi enveloppé par les calcaires secondaires, comme l'est par son revêtement posthercynien, dans le prolongement oriental du même pli de fond, le Massif du Picou de la Montjoie.

Ainsi, le Massif du Picou de la Montjoie et les calcaires secondaires qui l'enveloppent, calcaires qui se prolongent, d'une part vers l'Ouest, au Sud de Mazuby et au Nord de Niort, d'autre part vers l'Est, par le Col des Aichides et le Sommet de la Barthe, correspondent à un anticlinal séparant le Synclinal métamorphique de Rodome-Aunat du synclinal, plus méridional et non métamorphique, des marnes albiennes de Niort. Les terrains secondaires enveloppent une écaille du tréfonds hercynien qui s'enracine en avant de la Zone axiale et qui affleure dans le Massif du Picou de la Montjoie et dans le petit pointement du SW de Mazuby.

¹ Détermination de M. A. Duffour

II. — Le Synclinal de Niort et la série de Fontanes

La bande synclinale de marnes albiennes, couchée vers le Nord sur le revêtement méridional du Picou de la Montjoie, dont la coupe de Rodome au Bois de Pech Loubié (fig. 17) nous a révélé l'existence, appartient à une série d'affleurements albiens discontinus qui courent sur une quinzaine de kilomètres, en avant de la Zone axiale, depuis Niort jusqu'à Gesse. J'appelle Synclinal de Niort l'ensemble de la zone synclinale que ces affleurements jalonnent. A l'Est de la Fontaine de Tury, se poursuit l'étroite bande de marnes albiennes qui coupe, au Nord de Baranguou, la route de Fontanes et qui file, au delà, dans la direction de Gesse. Vers l'Ouest, l'affleurement albien s'élargit considérablement dans la région de Niort. Nous allons suivre, de part et d'autre de la Fontaine de Tury, d'abord vers l'Est jusqu'à Gesse, puis vers l'Ouest jusqu'à la vallée du Rébenty, l'affleurement de marnes albiennes et, au Sud de celui-ci, le flanc méridional du synclinal, qui montre jusqu'aux terrains primaires de la Zone axiale une série régulière et complète, la série de Fontanes.

1. — **La série de Fontanes, couverture propre de la Zone axiale, entre Fontanes et Gesse.** — Toujours couché vers le Nord sur la couverture calcaire du Picou de la Montjoie qui forme à celui-ci une bordure continue, le synclinal des marnes albiennes s'allonge au Nord du Bois de Pech Loubié, restant d'abord au-dessus du chemin au Sud de la Fontaine du Tury, puis passant en contre-bas sous le Col de la Clause. Après un court étirement, les couches albiennes se poursuivent jusqu'à la route d'Aunat qu'elles recoupent au Nord de Baranguou. Au Sud de l'affleurement discontinu des marnes albiennes, les couches secondaires se relèvent en une succession régulière jusqu'à leur contact avec les terrains primaires de la Zone axiale. Les calcaires gris clair, compacts, semi-cristallins, de l'Urgo-Aptien forment les crêtes des Bois de Pech Loubié et du Linas, de part et d'autre du Col de la Clause. Ils sont suivis, vers le Sud, par une bande continue de dolomies noires fétides du Jurassique moyen, par les bancs marno-calcaires, souvent étirés, du Lias moyen et supérieur, par le Lias inférieur (cargneules, calcaires compacts, calcaires zonés), par une bande très discontinue d'argiles triasiques, enfin par des schistes et des mélaphyres permien, ces derniers exceptionnellement bien développés au-dessus du village de Fontanes.

Cette série, la série de Fontanes, est recoupée vers le Col des Clausels par la route d'Aunat (fig. 18), où le flanc méridional du synclinal albien montre, du Nord au Sud :

1. — l'Urgo-Aptien, calcaires à *Toucasia* alternant avec des bancs plus marneux ;
2. — les dolomies noires du Dogger ;

3. — le Lias inférieur, brèches et calcaires encrinétiques ¹ ;
4. — le Rhétien, marnes et calcaires dolomitiques ;
5. — le Trias, marnes schisteuses irisées.

Verticale, cette série s'appuie, par un contact lui-même subvertical, contre les dolomies dévoniennes qui, comme les schistes et les poudingues houillers qui leur succèdent au Sud, plongent vers le Nord. La discordance hercynienne est ainsi très nettement mise en évidence.

Il convient de signaler que, plus au Sud, trois lambeaux de Trias gypseux se montrent isolés au-dessus des terrains primaires de la Zone axiale. Les deux premiers se trouvent de part et d'autre de la vallée de l'Aude : respectivement sous le chemin qui va de Rouze à Campagna-de-Sault et dans le vallon du Col de Toulncou ; le troisième se rencontre sur la rive droite du vallon d'Escouloubre, en montant au Col de Tillots. Ces lambeaux, respectés par l'érosion, s'alignent suivant un repli synclinal de la couverture secondaire de la Zone axiale. Cette couverture devait avoir sur le front du massif une « retombée en cascade », suivant une disposition dont la Feuille de Bagnères-de-Luchon offre d'autres exemples, en particulier au Sud de la vallée de la Bellongue.

A l'Est de Baranguou, l'affleurement synclinal de marnes albiennes, que montre toujours à son sommet la série de Fontanes, suit la longue dépression qui court entre le Sommet de la Barthe et le Sommet de la Jasse. Il redescend plus à l'Est à la route de Bessède et va, au delà, se terminer dans la vallée de l'Aude, au voisinage de Gesse. Plus au Sud, les couches plus anciennes de la série de Fontanes occupent le plateau calcaire qui surmonte la vallée de l'Aude, elle-même profondément entaillée dans les schistes houillers et les calcaires dévoniens de la Zone axiale. Les calcaires urgo-aptiens forment toute la crête du Sommet de la Jasse et du Tiers de Marty ; plus au Sud, souvent couverts par les éboulis, la dolomie jurassique, le Lias et le Trias forment d'étroites bandes qui se poursuivent à travers le Bois de Sarrebiau jusqu'à la route de Bessède.

La coupe de la route de Bessède à Gesse montre, du Nord au Sud, jusqu'à la Zone axiale, au dessus des gneiss et des schistes siluriens métamorphiques du Massif de Bessède, la succession suivante (fig. 19) :

1. — calcaires jura-crétacés métamorphiques plongeant au Sud et reposant sur le Primaire du Massif de Bessède. Blancs et saccharoïdes à leur base, ces calcaires, en même temps qu'ils se redressent, deviennent ensuite très vite de belles brèches métamorphiques à éléments de couleur variée, blancs, noirs ou gris, et à ciment généralement clair et grossièrement cristallisé. Ces couches montrent plusieurs intercalations de bancs marneux métamorphiques.

Immédiatement au Sud de cette série marmoréenne vient la série de Fontanes, indemne de métamorphisme, avec :

¹ Ainsi que l'a signalé M. Dubar [128, p. 36], le Lias moyen et le Lias supérieur sont étirés sur cette coupe.

2. — la bande synclinale de marnes albiennes non métamorphiques, qui vient du Col de la Clause et de Baranguou ;
3. — des calcaires urgo-aptiens ;
4. — un petit repli synclinal de schistes de l'Aptien supérieur ¹ ;
5. — une étroite bande de calcaires urgo-aptiens ;
6. — des dolomies jurassiques noires très bréchoïdes à ciment de calcite blanche ;
7. — des schistes et quelques bancs de calcaire bleuâtre encrinétique à Bélemnites, 4 mètres (Lias moyen et supérieur) ;
8. — les calcaires bréchoïdes et les dolomies grises du Lias inférieur ;
9. — des schistes rouges et violacés du Permo-Trias. Ils affleurent au coude



Fig. 19. — Coupe du front de la Zone axiale le long de la route de Bessède à Gesse. — Echelle : 1/10.000.

d calcaires dévoniens ; **t** Trias ; **lc** Lias inférieur ; **ls** Lias moyen et supérieur ; **j** dolomies jurassiques ; **c¹** calcaires urgo-aptiens ; **c²** schistes de l'Aptien supérieur ; **c'm** calcaires marmoréens jura-crétacés ; **c²m** marnes crétacées métamorphisées ; **a** alluvions.

que fait la route au Sud de Candas, à un petit col, où passe ainsi le contact vertical des couches secondaires et des calcaires dévoniens de la Zone axiale. Ceux-ci forment le pittoresque rocher couronné de ruines qui surplombe la vallée de l'Aude. Les calcaires dévoniens sont verticaux ; mais leur direction NW-SE est très nettement oblique à celle des couches secondaires.

Cette coupe, comme les précédentes, nous montre, de part et d'autre de la

¹ Cette bande schisteuse verticale, épaisse seulement de quelques mètres sur la route, traverse, plus à l'Ouest, le ravin qui descend de Bessède et, s'élargissant, remonte sur les pentes méridionales de la crête du Tiers de Marty, où elle se perd dans les calcaires urgoniens. Les schistes sont suivis au Sud par une bande urgonienne très étirée. Celle-ci est même discontinue ; elle est complètement étirée à l'Ouest du ravin de Bessède, sur le sentier qui mène au Bois de Sarrebiau, où les schistes, épais d'une cinquantaine de mètres et verticaux, dans lesquels nous avons trouvé, M. Jacob et moi-même, *Parahoplites Deshayesi* de l'Aptien supérieur, viennent directement en contact, sur le bord méridional de leur affleurement, avec les dolomies jurassiques.

bande synclinale de marnes albiennes qui prolonge celle du Sud de la Fontaine du Tury et par conséquent le Synclinal de Niort, au Nord, les couches secondaires métamorphiques du revêtement du Massif de Bessède et, au Sud, des couches indemnes de métamorphisme qui revêtent la Zone axiale.

Au delà vers l'Est, passée sur la rive droite de l'Aude, la série non métamorphique, jusqu'aux marnes albiennes incluses, disparaît rapidement sur le front de la Zone axiale. Celle-ci se couche, en effet, progressivement vers le Nord et elle chevauche alors directement la série marmoréenne en continuité avec le Plateau du Clat.

Dans les environs de Gesse, l'observation est assez difficile, les affleurements étant en grande partie masqués, aussi bien au Nord de l'Aude par les grosses masses d'éboulis calcaires qui recouvrent les pentes méridionales du Plateau du Clat, que dans le fond de la vallée par les alluvions de l'Aude et sur sa rive droite par la forêt. On peut, cependant, faire les observations suivantes.

Encore très redressé, le contact de la Zone axiale et des terrains secondaires traverse la vallée de l'Aude immédiatement en amont des dernières maisons de Gesse. Sur la rive droite, en descendant le cours de la rivière, on voit disparaître successivement, sur le front des calcaires dévoniens, les calcaires liasiques, les dolomies jurassiques, les calcaires urgoniens très discontinus, enfin un petit affleurement de schistes albiens, qui, par l'intermédiaire de ceux de la rive gauche, bien visibles dans les lacets inférieurs de la route de Bessède à Gesse, prolongent la bande synclinale du Nord de Baranguou.

A 1 kilomètre à l'Est de Gesse, dans le ravin qui descend à l'Aude en face du barrage de l'usine électrique, le Lias, le Dogger, l'Urgonien et l'Albien ne se montrent plus sur le front de la Zone axiale qui bute contre la série marmoréenne par l'intermédiaire d'une bande de schistes rouges permo-triasiques. Celle-ci recoupe le sentier forestier entre les schistes houillers et les calcaires marmoréens jura-crétacés de Couillels Nègres. L'état des affleurements ne permet guère de dire si la couverture non métamorphique de la Zone axiale, déjà fort peu épaisse à la traversée de l'Aude, s'est étirée entre les terrains primaires et les calcaires métamorphiques du Plateau du Clat, ou si elle s'est fondue latéralement dans ceux-ci, en devenant elle-même marmoréenne vers l'Est.

Le Permo-Trias s'étire, à son tour, et le grand ravin qui descend à l'Aude au Sud de l'ancienne chapelle du Bourbel, montre les schistes houillers de la Zone axiale renversés vers le Nord et plaqués directement contre les calcaires marmoréens jura-crétacés. Le même régime subsiste jusqu'à Sainte-Colombe. Les schistes houillers de la Forêt de Navarre s'appuient directement sur les calcaires métamorphiques qui occupent tous les contreforts rocheux du Tuc des Campets au Sud du confluent de l'Aiguette et de l'Aude. Entre Gesse et Sainte-Colombe le renversement au Nord du contact de la Zone axiale et des calcaires secondaires s'accroît, si bien qu'à Sainte-Colombe ce contact plonge de 45° vers le Sud.

2. — **Le Synclinal de Niort.** — La couverture propre de la Zone axiale entre Fontanes et la vallée du Rébenty. — Revenus à la Fontaine du Tury, au Sud du Massif du Picou de la Montjoie, étudions maintenant, plus à l'Ouest, la région comprise entre la lame calcaire anticlinale de Mazuby et la Zone axiale.

Après un court étirement local au Nord du Roc des Planes, les marnes albiennes affleurent, à nouveau, une centaine de mètres à l'Ouest du chemin de la Forêt d'Aspre ; elles traversent le ruisseau de Fort Escure, qui recoupe, plus au Sud, jusqu'aux calcaires dévonien de la Zone axiale, les calcaires urgo-aptiens de la Forêt de Gailles, les dolomies du Dogger, les calcaires liasiques et une étroite bande de schistes et de mélaphyres permien.

Au delà vers l'Ouest, la coupe du ruisseau de Mazuby (pl. VI, coupe 12) montre, au Sud de la lame anticlinale de Mazuby, les marnes albiennes du Synclinal de Niort et, dans le flanc méridional de ce pli, une série posthercynienne régulière, renversée sous le front de la Zone axiale et comportant, du Nord vers le Sud, la succession suivante :

1. l'Urgo-Aptien, qui a lui-même la constitution que voici : à la base, des calcaires et des marno-calcaires noirs, montrant sur la rive gauche du ruisseau, sur le versant oriental du pic 1147, des plissements en cascade très bien dessinés ; à la partie supérieure, des calcaires plus clairs, compacts, semi-cristallins ;
2. les dolomies noires du Jurassique moyen ;
3. les calcaires liasiques ;
4. les schistes triasiques ;
5. des schistes et des grès permien, présentant des intercalations de coulées de *mélaphyres* ¹.

Entre le ruisseau de Mazuby et le Rébenty, dans l'axe du Synclinal de Niort, l'affleurement de marnes albiennes s'élargit considérablement vers l'Ouest, au Col de Rodés et dans les parages de Niort, pour former toutes les pentes qui remontent vers le Sud jusqu'à la crête calcaire dominant le plateau de Mazuby.

¹ Les mélaphyres occupent sous le Trias la même position que les coulées de la même roche que j'ai découvertes, 20 kilomètres plus à l'Est, à Sainte-Colombe. Au Sud de Mazuby et de Niort, nous avons pu, M. Jacob et moi-même, en suivre les affleurements discontinus jusqu'au delà de la vallée du Rébenty. Quoique la Feuille de Quillan n'en fasse nulle mention, ces coulées ont été signalées, depuis longtemps, au Sud de Niort par Vène et par Leymerie qui les avaient décrites comme des pointements d'ophite. Leur véritable type pétrographique fut défini avec précision par Viguié [305, 307, p. 284] ; cet auteur les rapporte à des mélaphyres permien. Dernièrement, Viennot [304] les a identifiés à des basaltes anciens trouvés par lui dans le Pays basque et leur a attribué la même situation, au sommet du complexe rouge permien, que celle qu'il a constatée pour ces derniers dans le Massif de la Rhune. Je dirai seulement, après M. Jacob d'ailleurs [304], que, pour les gisements de Sainte-Colombe, du Sud de Mazuby et de Niort, les étirements considérables subis par les couches de base de la série posthercynienne ne permettent guère de donner, quant à l'âge de ces coulées basaltiques, d'autre précision que leur attribution au Permien. Relativement à l'extension des coulées basaltiques permien dans les Pyrénées, il y a lieu d'ajouter aux gisements des Corbières, de Sainte-Colombe, des environs de Niort et du Pays basque, celui de Labastide-de-Sérou, découvert dans l'Ariège par Caralp [73].

Dans la région du Col de Rodés, le synclinal est toujours couché vers le Nord et les pendages sud des marnes albiennes sont la règle ; mais, plus à l'Ouest, les couches se redressent et elles deviennent verticales à la traversée du Rébenty. Ce large synclinal est accidenté de rides NE-SW ; celles-ci, obliques à la direction générale du pli, le subdivisent en trois branches. Dans les deux synclinaux secondaires les plus méridionaux les marnes albiennes viennent se terminer sur leur substratum calcaire, au Nord de la vallée de Bessounet, dans deux dépressions dirigées vers le SW, d'une part, au petit col situé au SE du mamelon 1175, d'autre part, à l'Ouest de celui-ci. La troisième branche synclinale traverse la vallée du Rébenty et s'éteint à l'Ouest de Niort, entre l'éperon primaire du Roc de la Lauze et les calcaires métamorphiques de la bande de Mazuby.

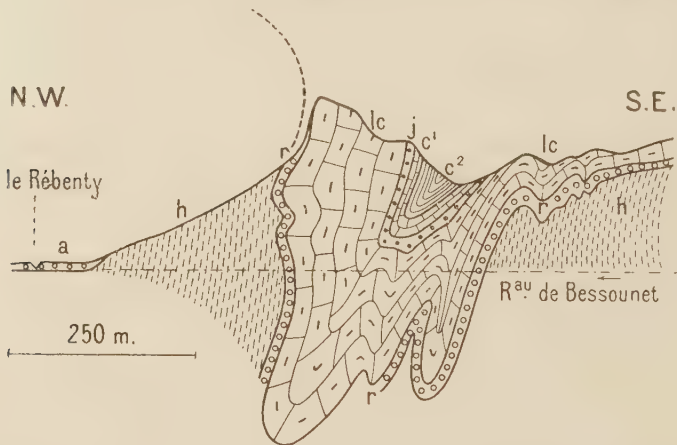


Fig. 20. — Coupe du vallon de Bessounet.

h schistes houillers ; **r** Permien ; **lc** calcaires liasiques ; **j** dolomies jurassiques ; **c¹** calcaires urgoniens ; **c²** marnes albiennes ; **a** alluvions.

Le flanc méridional du Synclinal de Niort montre, entre la dépression du Col de Rodés et de Niort et le vallon de Bessounet, une série laminée, sujette à des étirements locaux et accidentée par les mêmes replis obliques que les marnes albiennes qui la surmontent. Les calcaires urgo-aptiens constituent, au Sud du Col de Rodés, le pic 1147 et, renversés au Nord sur les marnes albiennes, ils se poursuivent suivant la crête dominant le vallon de Bessounet. Ils s'étirent progressivement au Nord du sommet 1175 ; celui-ci est, en effet, constitué par des dolomies jurassiques qui s'appuient localement, par un contact à peu près vertical, contre les marnes albiennes de Niort. Au Sud des calcaires urgoniens courent des bandes, plus ou moins discontinues, de dolomies jurassiques, de calcaires marneux et de schistes du Lias moyen, de calcaires du Lias inférieur, de Trias gypseux, enfin de schistes rouges et de coulées mélaphyriques du Permien.

Cette série est affectée de nombreux replis dirigés NE-SW, si bien que le

sentier qui suit à mi-pente la rive droite du ruisseau de Bessounet recoupe plusieurs fois la surface ondulée suivant laquelle les schistes permien, le Trias gypseux, ou les calcaires liasiques, au hasard des étirements locaux, reposent sur les schistes houillers de la Zone axiale qui redescendent jusqu'au thalweg¹. De ces replis, le dernier avant la vallée du Rébenty est de beaucoup le plus accusé; il amène jusqu'au thalweg du vallon de Bessounet les calcaires liasiques, sur lesquels se terminent en hauteur les marnes albiennes à l'Ouest du sommet 1175, par l'intermédiaire de témoins très étirés des calcaires urgoniens et des dolomies jurassiques. Le vallon du ruisseau de Bessounet donne, non loin de son confluent avec le Rébenty, une très belle coupe (fig. 20) de cette barre synclinale de calcaires liasiques qui repose, par l'intermédiaire des schistes violacés du Permien, sur les schistes houillers. L'affleurement calcaire traverse le thalweg et, accidenté d'un repli anticlinal qui fait apparaître les schistes permien en boutonnière dans le fond d'un vallon, il remonte assez haut sur la rive gauche et se perd finalement en hauteur sur les schistes houillers.

La terminaison occidentale du Synclinal de Niort. — Le repli le plus septentrional de marnes albiennes, celui de Niort, traverse, en face de ce village, la vallée du Rébenty, entre la bande anticlinale de calcaires métamorphiques de Mazuby et une étroite barre calcaire plus méridionale, elle aussi verticale. Cette dernière, en continuité avec la barre que recoupe le vallon de Bessounet, est suivie vers le Sud par des schistes rouges permien et par une bande de mélaphyres qui précèdent les couches carbonifères de la Zone axiale (pl. VI, coupe 13). Cette succession de couches, toutes très redressées, s'observe parfaitement dans un petit sentier qui suit, à une faible altitude au-dessus du thalweg, la rive droite du Rébenty.

L'étroite barre calcaire et les mélaphyres traversent le Rébenty et remontent sur la rive gauche dans le parc du Château de Niort, au Sud d'un vallon descendant du NW, lui-même occupé par les marnes albiennes. Les deux lacets superposés, que fait la route descendant de la Forêt de Niave sur Niort, recourent plus haut les mélaphyres permien.

Le lacet inférieur montre, du SW au NE, immédiatement au-dessus d'un sentier qui mène directement à Niort, la succession suivante (fig. 21) :

1. schistes, grès et poudingues du Houiller ;
2. schistes et psammites rouges et violacés du Permien ;
3. mélaphyres permien ;
4. banc très étroit de calcaires jaunâtres (Trias ou Lias ?) ;
5. marnes albiennes ;
6. calcaires métamorphiques (bande anticlinale de Mazuby et du Picou de la Montjoie).

¹ Un affleurement calcaire de petite taille, que l'on trouve sur la rive gauche du ruisseau, reposant sur les schistes houillers au Nord de la Forêt de Canelle, représente sans doute un témoin liasique isolé par l'érosion sur un des replis obliques qui affectent le flanc méridional du Synclinal de Niort.

Le lacet supérieur de la route ne montre plus, entre les schistes houillers de la Zone axiale et les calcaires métamorphiques des pentes orientales de la Forêt de Feilhes, que les basaltes permien, les marnes albiennes se terminant en contre-bas dans un repli synclinal très fortement serré. Sans doute, la terminaison occidentale des marnes albiennes de Niort est-elle ici très brusque et l'allure des contours indique-t-elle, en même temps que sa disparition en hauteur par surélévation de son axe, un écrasement du Synclinal de Niort entre la Zone axiale et le plateau calcaire métamorphique de la Forêt de Feilhes et du Sarrat de Maljournal. Mais toutes les observations s'opposent formellement à l'hypothèse qui voudrait voir les marnes albiennes s'enfoncer vers le Nord sous les calcaires métamorphiques. Le dernier pendage constaté vers l'Ouest dans les marnes albiennes est franchement au Sud ; il épouse celui de toute la bande des

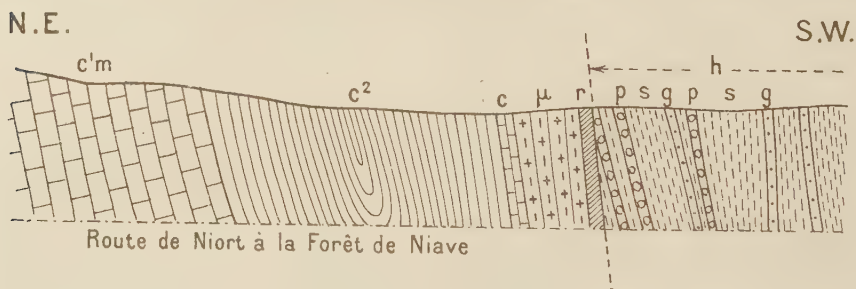


Fig. 21. — Coupe de détail prise sur le front de la Zone axiale dans le lacet inférieur de la route de Niort à la Forêt de Niave. — Echelle : 1/5000.

h Carbonifère (schistes s, grès g, poudingues p) ; r schistes et psammites du Permien ; μ mélaphyres ; c calcaires jaunâtres (Trias ou Lias ?) ; c² marnes albiennes ; c'm calcaires crétacés marmoréens.

calcaires marmoréens de la bande de Mazuby. Enfin, la bande permienne de schistes et de mélaphyres n'est nullement coupée à angle droit par le contact des calcaires marmoréens de la Forêt de Feilhes, comme l'indique la Feuille de Quillan ; mais, à l'approche de ce contact, le Permien s'infléchit à l'Ouest, puis au SW, et se poursuit sur une certaine longueur au-dessus de la route, avant de s'étirer suivant le contact de la Zone axiale et de la série secondaire métamorphique.

Toutes les observations qui viennent d'être exposées, confirment l'enracinement, au Sud du Massif de Bessède et en avant de la Zone axiale, du Massif du Picou de la Montjoie et du petit affleurement cristallin de l'Ouest de Mazuby sur une ride anticlinale intermédiaire du socle. Un repli de la couverture enveloppe cette saillie du socle. Les couches secondaires métamorphiques qui le constituent sont en continuité vers le Nord avec le Synclinal de Rodome. Par contre, vers le Sud apparaît une discontinuité : les mêmes couches métamorphiques, qui retombent dans le flanc méridional de l'Anticlinal du Picou de la Montjoie, sont chevauchées par une série indemne de métamorphisme, la série de Fonta-

nes. Or, la série de Fontanes nous apparaît comme la couverture propre de la Zone axiale. On peut se demander quelle est l'importance en profondeur de l'accident qui suit le bord septentrional de la série de Fontanes. N'intéresse-t-il que la couverture secondaire, ou bien traduit-il en surface une discontinuité du socle profond ? Je crois qu'il représente l'accident majeur qui suit le front de la Zone axiale et c'est comme tel que je l'ai représenté sur les coupes de la planche VI. Sous l'effet des mouvements relatifs des éléments du socle en présence, Zone axiale au Sud, bloc morcelé de Bessède et du Picou de la Montjoie au Nord, le manteau secondaire discordant, primitivement continu, aurait été dissocié et une partie de celui-ci, la série de Fontanes, conservée seulement entre Gesse et Niort, serait restée en connexion avec la Zone axiale et, poussée au Nord, chevaucherait l'autre partie, celle restée soudée au socle du Picou de la Montjoie et de Bessède.

II. — LA PARTIE MÉRIDIONALE DU PAYS DE SAULT A L'OUEST DE LA VALLÉE DU RÉBENTY

La vallée du Rébenty recoupe, en amont de Belfort, au Sud du synclinal albien de Marsa et de Joucou, toutes les unités tectoniques que nous avons pu distinguer sur le plateau de Rodome et de Bessède, c'est-à-dire, du Nord au Sud :

l'Anticlinal de Bessède ;

le Synclinal métamorphique de Rodome et d'Aunat ;

l'Anticlinal du Picou de la Montjoie ;

le Synclinal de Niort ;

la Zone primaire axiale.

Tout de suite sur la rive gauche du Rébenty, le Synclinal de Rodome et d'Aunat se termine en hauteur par surélévation de son axe. Il en est de même du Synclinal de Niort, qui disparaît très vite vers l'Ouest sur le front de la Zone axiale. Plus à l'Ouest, s'étend alors largement, jusqu'aux abords du Massif du Saint-Barthélemy, entre la bande albienne synclinale de Roquefeuil et de Belcaire, au Nord, et la Zone primaire axiale, au Sud, un vaste plateau de calcaires secondaires profondément métamorphiques. C'est le *Pays de Sault métamorphique*. Le plateau est accidenté de nombreuses rides longitudinales qui relaient les plis de la rive droite du Rébenty, aussi bien des synclinaux albiens que des ondulations anticlinales dans lesquelles apparaît souvent le matériel hercynien, toujours à fleur du sol en avant de la Zone axiale.

Réapparition du tréfonds hercynien en des pointements multiples sous le manteau de calcaires secondaires, métamorphisme intense de la couverture secondaire, intrusions, au sein de celle-ci, des plus beaux massifs de roches vertes de toute la chaîne, enfin très forte inclinaison de la cassure qui sépare le Pays de Sault de la Zone axiale, tels sont les faits d'importance que révèle l'étude du Pays de Sault métamorphique à l'Ouest de la vallée du Rébenty. Le plan de notre étude est tout tracé.

I. — LES AFFLEUREMENTS DU SOCLE HERCYNIEN DANS LE PAYS DE SAULT, A L'OUEST DE LA VALLÉE DU RÉBENTY

Du fait de la tendance à la multiplication des accidents, qui se manifeste d'autant plus que l'on s'approche de la bordure du Saint-Barthélemy, il est, peut-être, illusoire de rechercher quels sont, parmi les pointements primaires du Pays de Sault, ceux qui s'alignent sur le prolongement de la ride du Massif de Bessède, ceux qui relaient le Massif du Picou de la Montjoie et le petit affleurement cristallin de Mazuby. On peut, cependant, distinguer en premier lieu, vers le Nord, une ride anticlinale jalonnée par les pointements du *Moulin de Ferrand*, du *Roc des Caunes*, du *Sud de Roquefeuil* et du *Col de Boum*, lesquels s'alignent, sinon sur le prolongement direct du Massif de Bessède, du moins sur un relai longitudinal du même pli. Les massifs hercyniens plus méridionaux, celui du Nord de Camurac, que j'appellerai le *Massif de Camurac*, et celui de *Montaillou* indiquent des accidents anticlinaux plus internes, des plis plus proches de la Zone axiale.

1. — Le prolongement de la ride anticlinale du Massif de Bessède sur la rive gauche du Rébenty

Le pointement de pegmatite du Moulin de Ferrand ¹. — Dans le prolongement direct du Massif de Bessède, un premier affleurement cristallin apparaît dans la vallée même du Rébenty. Lorsque, remontant cette vallée, on a quitté, au Sud du Moulin du Roc et du rocher urgonien qui porte la Vieille Tour, les schistes albiens de la bande de Roquefeuil, on trouve, sur la rive gauche de la rivière, une étroite barre de calcaires métamorphiques, déjà plus nettement couchée au Nord que les schistes albiens auxquels elle succède. Cette barre calcaire se relie, vers l'Est, à celle sous laquelle s'ennoie, sur la rive droite du Rébenty, le Massif de Bessède au fond du vallon du Moulin de la Carrière. Or, l'étroite barre de la rive gauche forme elle-même la bordure septentrionale d'un affleurement cristallin que la route recoupe avant d'atteindre la scierie du Moulin de Ferrand (fig. 16, coupe 4). La roche est une pegmatite très tourmalinifère, accompagnée d'une substance talqueuse qui a été exploitée à plusieurs reprises.

Dans le prolongement du Massif de Bessède, le pointement de pegmatite du Moulin de Ferrand présente, comme ce dernier, une disposition anticlinale

¹ Le pointement cristallin du Moulin de Ferrand est depuis longtemps connu ; il fut signalé en 1892 par Carez [78, p. 475]. La première édition de la Feuille de Quillan le met en relation avec la bande schisteuse de Roquefeuil et de Belcaire attribuée au Primaire. J'apporte personnellement de très importantes modifications à ces contours. L'affleurement de pegmatite du Moulin de Ferrand est entièrement ceinturé par les calcaires secondaires métamorphiques, dans lesquels il surgit en anticlinal. Il ne vient pas en contact avec la bande schisteuse de Roquefeuil et de Belcaire qui est albienne et correspond à un synclinal plus septentrional.

clinal très nette. Tandis que sur la rive droite du Rébenty, où je n'ai pas trouvé la roche éruptive en affleurement, il s'ennoie brusquement sous le massif calcaire de la cote 948, le pointement cristallin se poursuit vers l'Ouest dans le vallon qui remonte au Sud du Roc Vertret, sans cependant atteindre le plateau. Il se termine à mi-pente, enveloppé par les calcaires métamorphiques qui se relient, au delà, au vaste massif calcaire du Col d'Ubi et du Roc des Caunes.

L'affleurement primaire du Roc des Caunes. — Le massif calcaire du Col d'Ubi et du Roc des Caunes, qui indique, entre la bande albienne de Roquefeuil et le Synclinal de Rodome, le prolongement de l'Anticlinal de Bessède, offre lui-même une réapparition du tréfonds hercynien au Nord du Roc des Caunes. Au NE du sommet 1135, sous le Col d'Ubi, en contre-bas du chemin, un petit affleurement de schistes siluriens accompagnés de produits talqueux se montre isolé au milieu des calcaires secondaires métamorphiques. Il apparaît comme une écaille anticlinale dans une série isoclinale couchée au Nord.

L'affleurement cristallin et primaire du Sud de Roquefeuil. — A moins de 1.000 mètres à l'Ouest du précédent, un nouvel affleurement du substratum hercynien crève au Sud de Roquefeuil, sur la bordure du plateau calcaire du Sarraat de Maljournal et du Roc de la Fage (pl. VI, coupe 13). Il est représenté par des schistes métamorphiques, sans doute siluriens, accompagnés d'une roche éruptive qui est une aplites à texture très fine. Des recherches ont été faites pour le talc.

Les affleurements cristallins et primaires du Col du Boum¹. — Dans les parages du Col du Boum, au NE du village de Comus, affleurent au milieu des couches secondaires métamorphiques, dans le prolongement des pointements qui viennent d'être décrits, des schistes primaires accompagnés de roches granitoïdes (pl. VII, coupe 15). La route de Comus au Col du Boum recoupe, avant d'atteindre le col, une première bande, dirigée E-W, de schistes primaires noduleux identiques à ceux du Sud de Roquefeuil et montrant des intercalations de bancs de quartzites. Ces couches primaires peuvent avoir une trentaine de mètres de puissance ; elles sont verticales et se présentent comme une écaille anticlinale qui surgit au milieu de sa couverture posthercynienne de calcaires métamorphiques verticaux. La bande de schistes primaires traverse la route ; mais elle s'ennoie très vite, vers l'Ouest, sous les calcaires métamorphiques. Dans son prolongement probable, les deux ravins conséquents qui descendent au Nord de Comus recoupent, à peu de distance du cimetière de ce village, une bande de schistes noirs enveloppée à ses deux extrémités par les calcaires métamorphiques.

¹ Les affleurements de roches granitoïdes et de couches primaires du Col du Boum, découverts par Vène [288], sont signalés dans le travail de Viguière [307, p. 60 et p. 231]. Ils sont, très schématiquement d'ailleurs, figurés sur la première édition de la Feuille de Foix, qui les représente comme des lambeaux de recouvrement [46, coupe 2] superposés à des bandes de schistes albiens métamorphiques du complexe marmoréen. Dans une note préliminaire [164, p. 313], nous avons conclu, M. Jacob et moi-même, à l'enracinement des affleurements hercyniens du Col du Boum sous les calcaires métamorphiques du Pays de Saulx.

Au Nord de cette première écaille hercynienne, la route rentre à nouveau dans les calcaires et les schistes métamorphiques secondaires, pour atteindre, au Col du Boum, une seconde bande primaire qui montre, avec les mêmes schistes et quartzites que la précédente, un affleurement de pegmatite à tourmaline identique à celle du Moulin de Ferrand. Les couches primaires sont accompagnées d'une matière talqueuse et les recherches faites pour celle-ci montrent, sur une coupe particulièrement nette, le contact très redressé suivant lequel le Primaire s'enfonce vers le Sud sous les calcaires secondaires métamorphiques. La bande primaire coupe le lacet inférieur de la route à côté de la fontaine située au Nord du col ; elle se perd vers l'Est sous les alluvions de la dépression fermée du Plat du Boum, tandis qu'à l'autre extrémité de son affleurement, on la voit s'envoyer vers l'Ouest sous les calcaires métamorphiques.

Il existe, à l'Est du Col du Boum, sur le plateau calcaire, une troisième lame anticlinale de couches primaires, enracinée comme les deux premières. Recouverte par le sentier direct du Col de Boum à Camurac, elle montre un pointement de pegmatite et des affleurements de talc qui surgissent en une écaille verticale dans les calcaires métamorphiques et n'entrent pas en contact, contrairement à ce que figure la Feuille de Quillan, avec une bande synclinale de calcaires noirs de Rodome qui passe plus au Nord.

Comme les pointements plus orientaux du Moulin de Ferrand, du Roc des Caunes et du Sud de Roquefeuil, les affleurements cristallins et primaires du Col du Boum surgissent en anticlinal au milieu des calcaires secondaires marmoréens dans le prolongement de la ride de Bessède.

2. — Le Massif de Camurac

Au Nord de Camurac, affleure un vaste flot de gneiss, de forme arrondie, presque circulaire. Il a environ 1.500 mètres de long, sur 1.000 mètres de large. Le gneiss surgit sous les calcaires secondaires et occupe le sommet 1405 sur la crête qui sépare le bassin sans écoulement du Plat du Boum de la plaine de Camurac ; il s'étend vers le Sud, sur les pentes du sommet 1405, jusqu'au voisinage du cimetière de Camurac.

L'examen minutieux de toute la périphérie du massif de gneiss m'a permis de conclure formellement, en 1928, à son enracinement [403]. C'est le noyau cristallin d'un véritable dôme et, de tous côtés, les gneiss s'enfoncent sous leur couverture secondaire de calcaires métamorphiques¹. Sur la bordure nord du massif gneissique, le contact des gneiss et des calcaires marmoréens plonge vers le NW au point où le coupe le sentier du Col du Boum à Camurac. En contre-bas de ce sentier, le même contact se redresse ; il suit le fond du vallon qui descend au SW.

¹ La Feuille de Foix représente le Massif de Camurac comme un lambeau de recouvrement qui interrompt une bande régulière de schistes secondaires métamorphiques. Or, aux deux extrémités du massif, vers l'Est comme vers l'Ouest, les gneiss plongent directement sous des calcaires secondaires métamorphiques, au milieu desquels je n'ai pu retrouver la bande schisteuse figurée.

A l'extrémité occidentale du massif cristallin, les calcaires marmoréens sont sub-verticaux, disposition qui témoigne du très rapide ennoyage du massif vers l'Ouest. Au Nord de Camurac, les gneiss s'enfoncent vers le Sud sous les calcaires cristallins. Plusieurs ravins N-S, qui descendent vers Camurac, montrent autant d'indentations des gneiss vers le bas suivant leurs thalwegs, surmontés par des crêtes sur lesquels montent des lèches calcaires. Les contours de l'affleurement gneissique sont épousés par la direction des bancs calcaires.

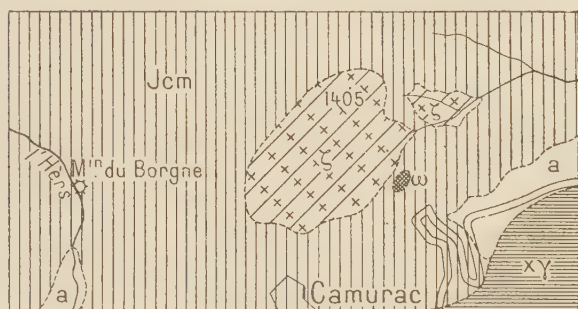


Fig. 22. — Carte du Massif de Camurac. — Echelle : 1/50.000.

ζ gneiss du Massif de Camurac ; xγ schistes siluriens métamorphiques du Massif de Montaillou ; ω ophite ; jcm calcaires métamorphiques jura-crétacés ; a alluvions et éboulis.

La disposition la plus caractéristique est celle offerte par l'extrémité orientale du Massif de Camurac (fig. 22). Les gneiss redescendent dans le ravin ouvert vers l'Est, qui court entre les crêtes 1405, au Nord, et 1304, au Sud, et s'enfoncent bientôt sous les calcaires métamorphiques, leur contour dessinant une inflexion vers l'aval, très accusée. Après un pont assez étroit de calcaires, par lequel les calcaires du Nord du ravin et ceux du Sud se réunissent par dessus le gneiss, un nouvel affleurement gneissique apparaît plus bas dans le thalweg du ravin. Ce petit îlot isolé se présente comme une boutonnière hercynienne sous les hautes murailles de calcaires secondaires. Après un affleurement d'environ 300 mètres dans le fond du ravin, le gneiss s'enfonce définitivement vers l'Est sous les calcaires secondaires.

L'îlot de gneiss affleurant au Nord de Camurac est enraciné sous les calcaires secondaires du Pays de Sault.

3. — Le Massif de Montaillou

Sur un accident anticlinal plus méridional que celui de Camurac, surgit, au SW de Montaillou, un affleurement de gneiss qui forme le mamelon arrondi situé au Nord de la cote 1343. Il s'agit d'une nouvelle écaille anticlinale verticale ou légèrement poussée au Nord (pl. VII, coupe 15). Le gneiss est entouré de toutes parts par les calcaires marmoréens. Sur la bordure nord-ouest

du massif cristallin, les calcaires secondaires forment la crête 1334-1223 qui domine la vallée de l'Hers. Vers le SW le gneiss se perd sous du glaciaire local dans la petite vallée menant aux moulins de Rieufret; mais, dans le prolongement du pointement cristallin, se place, sur la rive gauche de l'Hers, un affleurement vertical de schistes siluriens froissés, tout à fait comparables à ceux du Col du Boum. Ces schistes traversent la route du Col de Marmare au Nord de la cote 1267 et s'enfoncent vers l'Ouest, en une étroite lame anticlinale, sous les calcaires secondaires métamorphiques. Le Massif de Montailou s'enracine ainsi sous le manteau calcaire du Pays de Sault, *en avant* de la Zone axiale.

Sur toute sa bordure méridionale, le gneiss de Montailou est séparé du front de la Zone axiale par une bande continue de calcaires secondaires, comportant un petit repli synclinal de schistes métamorphiques et occupant les pentes septentrionales du Bois d'Artuzat. Vers l'Est, le gneiss s'enfonce sous les calcaires de Montailou qui, dans le vallon situé au Sud du village, l'enveloppent complètement; mais, au delà de ce pont très étroit de calcaires secondaires, le massif hercynien se poursuit par le vaste affleurement de schistes granitisés qui s'étend au Sud de Camurac en avant du front de la Zone axiale, avec laquelle il vient directement en contact, sans intercalation de calcaires secondaires. Ce vaste massif s'étend au NE jusqu'au delà du Col des Sept Frères et s'ennoie sous les calcaires secondaires métamorphiques de la Forêt de Niave. Vers cette terminaison orientale, les schistes primaires à minéraux, très métamorphiques, lardés de filons de quartz et injectés de pegmatite, voient leur affleurement se morceler isoclinalement en plusieurs lames anticlinales qui serrent entre elles les replis synclinaux de calcaires secondaires métamorphiques de la Forêt de Niave.

Le Massif de Montailou, avec son prolongement oriental jusqu'à la Forêt de Niave, correspond à une lame hercynienne légèrement poussée vers le Nord, surgissant de la profondeur immédiatement en avant de la Zone primaire axiale.

Les renseignements qui précèdent relativement aux affleurements assez nombreux de terrains cristallins et primaires du Pays de Sault, situés entre la vallée du Rébenty et le Saint-Barthélemy, montrent que *ceux-ci ont tous la même situation profonde, que, tous, ils appartiennent au substratum d'une unique série secondaire.*

II. — LE MÉTAMORPHISME DES COUCHES SECONDAIRES DU PAYS DE SAULT

LES ROCHES VERTES DE LA RÉGION DE PRADES ET DE CAUSSOU

Au Sud de la ride anticlinale indiquée, sur le prolongement occidental du Massif de Bessède, par les témoins hercyniens du Moulin de Ferrand, du Sud de Roquefeuil et du Col du Boum, entre celle-ci et la Zone axiale, la partie méridionale du Pays du Sault correspond à la *Zone synclinale des terrains métamorphiques*. On y voit un manteau de calcaires secondaires marmoréens, sous lequel le substratum hercynien, à fleur de sol, crève, par place, dans les îlots de Camurac

et de Montaillou, avant de surgir dans le Massif du Saint-Barthélemy. En continuité avec les formations du Synclinal de Rodome et d'Aunat, les couches métamorphiques du Sud de Belcaire, de Comus, de Prades et de Caussou appartiennent à la zone synclinale que, par le Plateau du Clat et le Synclinal de la Forêt de Boucheville, nous avons suivie depuis l'extrémité orientale de la Feuille de Quillan.

Le Pays de Sault métamorphique comporte, comme limite septentrionale, la dépression albienne de Roquefeuil et de Belcaire, le Bois de Pechpoudous et la vallée du Basqui ; au Nord de cette limite, le métamorphisme décroît progressivement. Vers le Sud, au contraire, et jusqu'au contact de la Zone axiale, s'étend le domaine du métamorphisme généralisé. Les transformations intimes des roches, sur la nature desquelles je ne reviendrai pas ici, les ayant décrites (p. 149), ont été si profondes que les divers étages secondaires sont devenus très difficiles à distinguer et que la cartographie détaillée du plateau calcaire de Camurac, de Prades et de Comus ne peut être établie qu'à la suite d'un travail très minutieux qui nécessitera souvent de recourir à l'analyse chimique. Je ne me suis pas livré personnellement à cette étude.

Le Plateau de Sault métamorphique est constitué, presque en totalité, par des calcaires gris ou jaunâtres très cristallins, souvent riches en minéraux de métamorphisme et par place très bréchoïdes. Ces calcaires sont généralement très massifs et les pendages, toujours voisins de la verticale, y sont difficiles à distinguer. Il est cependant certain que tout ce plateau calcaire est accidenté de plis parallèles, car des bandes longitudinales s'y accusent sur de vastes étendues, depuis la région située au Sud de Belcaire jusqu'à la bordure occidentale du manteau secondaire vers sa relevée sur le Massif de Saint-Barthélemy. Ces replis, lorsqu'ils sont très aigus, montrent, dans des sortes de boutonnières, les témoins du substratum hercynien que nous avons signalés ; les moins accusés ne se traduisent, au contraire, que par l'existence de bandes longitudinales de terrains jurassiques pour les anticlinaux, de schistes albiens métamorphiques pour les synclinaux.

C'est ainsi qu'au sein du complexe marmoréen Michel Longchambon a pu, en première approximation, tracer trois anticlinaux principaux de dolomies jurassiques¹. Une première bande dolomitique passerait au Nord du Massif de Camurac, couperait la vallée de l'Hers au Sud de Comus, vers le Moulin du Borgne, et se perdrait, plus à l'Ouest, dans la direction de la maison forestière du Bois de Fonfrède. Une bande plus méridionale est, toujours d'après les indications de Longchambon, indiquée sur la Feuille de Foix, depuis le Nord de Camurac jusqu'au Nord de Prades. Après un court ennoyage, elle réapparaît sur le sentier qui mène de Prades au Pic de Gérale, où j'ai vu moi-même des dolomies très marmoréennes, friables et fétides. Celles-ci disparaissent sous l'Urgo-Aptien sur les pentes orientales du Pic de Gérale. Indiquant un nouveau

¹ Sans avoir recours à l'analyse chimique, on peut, dans certains cas, distinguer les dolomies jurassiques métamorphisées des calcaires marmoréens liasiques ou crétacés à leur texture plus grenue, à leur large cristallinité et, par conséquent, à leur fragilité plus grande.

pli anticlinal, une troisième bande de dolomies court, parallèlement aux deux précédentes, au Sud de Prades, sur les deux rives de l'Hers ¹.

De même, des bandes longitudinales de schistes albiens métamorphiques, transformés en calcaires noirs de Rodome, jalonnent à travers le massif calcaire des axes synclinaux. L'une d'elles, située au Sud de Belcaire, sur les pentes méridionales du sommet 1316, indique peut-être le prolongement occidental du Synclinal de Niort, dans l'axe duquel elle s'aligne parfaitement. Un synclinal de calcschistes noirs, à faciès de Rodome très net, court au Sud du Plat du Boum ; deux autres s'allongent, toujours en direction NE—SW, l'un au Nord, l'autre au Sud de Prades.

Au Sud de la ride anticlinale de Bessède et du Saint-Barthélemy, le Synclinal métamorphique montre, dans le Pays de Sault, un des plus beaux ensembles de massifs de roches vertes de la chaîne pyrénéenne.

Je signale d'abord, pour bien le situer à part, le petit pointement d'*ophite* qui apparaît au NE de Camurac dans les calcaires métamorphiques, à très peu de distance du massif de gneiss, sur la bordure méridionale de celui-ci (fig. 22).

Les beaux massifs intrusifs de *lherzolite* de la région de Prades et de Caussou fournissent, dans le domaine du Synclinal métamorphique, un exemple fort parlant, sinon de la liaison de cause à effet plus ou moins lointaine, tout au moins de la concomitance de la mise en place des roches vertes basiques et du métamorphisme.

Tandis qu'à travers toute la Feuille de Quillan le Synclinal métamorphique ne montre que le pointement lherzolitique de taille très exiguë du ravin du Faussibre, les calcaires de Prades et de Caussou sont traversés par d'énormes massifs de ces roches vertes. Ceux-ci sont groupés en essaims, pour employer le terme de M. Lacroix, et il semble que l'on doit les considérer comme des parties d'une seule masse profonde, mises au jour par les érosions ayant enlevé le manteau calcaire qui les recouvrait.

Je ne ferai ici qu'énumérer ces divers pointements de lherzolite, qui ont fait l'objet de travaux tout à fait fondamentaux de M. Lacroix [173], tant au point de vue de la définition des types pétrographiques de la roche, qu'à celui de l'âge de la lherzolite, qu'à celui, enfin, des phénomènes de contact qui ont accompagné sa mise en place ².

¹ C'est dans le prolongement de l'un de ces axes anticlinaux que se situe le petit affleurement liasique du Bois du Fajou. M. Dubar [128, p. 147, y a reconnu des calcaires jaune ocre et des calcaires cristallins bleuâtres du Lias moyen, ceinturés par de la dolomie jurassique. Le même auteur signale un autre pointement de Lias et de dolomie jurassique vers la cote 1486, sur le sentier du Col de Marmare au Col de la Fajou.

² Pour M. A. Lacroix [173, p. 326] « l'intrusion de la lherzolite de l'Ariège est postérieure au Lias (certainement au Lias moyen et peut-être au Lias supérieur) que cette roche a profondément métamorphisé, elle est antérieure à la base de la brèche du Jurassique supérieur (oolithe) ».

M. Lacroix décrit [173, chap. V], au contact des lherzolites de Prades et du Bois du Fajou, des *calcaires à minéraux* (hornblende, orthose, microcline, anorthite, pyroxène, sphène, biotite, phlogopite, trémolite, quartz, dipyre), des *cornéennes*, des *cornéennes quartzifères*, des *schistes micacés* tachetés (à dipyre ou à feldspaths).

Le massif le plus vaste, où la lherzolite est associée à des ariégites, occupe la crête qui surmonte Prades vers le NW ; il s'étend depuis le Sud de la cote 1711 jusqu'à la maison forestière bâtie en haut du profond ravin de Langlade. Un deuxième pointement de lherzolite occupe le sommet du Pic de Gérale. Plusieurs affleurements de la même roche sont connus dans le Bois du Fajou et, au Sud de celui-ci, au-dessus du chemin de Caussou au Col de Marmare. Enfin, au NE de Bestiac, les calcaires métamorphiques montrent, au-dessus de la route, une intrusion de lherzolite et de cortlandite ¹.

III. — LE FRONT DE LA ZONE PRIMAIRE AXIALE ENTRE LA VALLÉE DU RÉBENTY ET LE VILLAGE DE CAUSSOU

Sur la rive gauche du Rébenty, le Synclinal de Niort s'écrasant tout de suite sur le front de la Zone axiale, celle-ci chevauche, d'abord par l'intermédiaire d'une étroite bande permo-triasique, ensuite directement, les calcaires secondaires métamorphiques du Pays de Sault.

Le contact du Primaire et du Secondaire est recoupé plusieurs fois, au Sud de la Forêt de Feilhes, par les lacets de la route qui surplombe la vallée du Rébenty. La tranchée de la route, dans le lacet supérieur, montre parfaitement ce contact. On y voit, du Sud au Nord, en une succession presque concordante de couches redressées plongeant de 75° au Sud :

- les schistes et poudingues du Houiller ;
- les calcaires lités et calcschistes dévoniens ;
- une brèche métamorphique de calcaires secondaires ;
- les calcaires métamorphiques jura-crétacés.

Le contact de la brèche métamorphique et des calcschistes dévoniens plonge de 75° vers le SE ; le front de la Zone axiale est donc faiblement couché vers le Nord sur les calcaires métamorphiques du Pays de Sault.

A l'Ouest de la coupe précédente, toute la crête du Roc de la Lauze et de Gebetz est occupée par les calcaires dévoniens et par les schistes houillers de la Zone axiale, dont les bandes viennent, au Nord de cette crête, se terminer obliquement à la bordure méridionale du plateau calcaire. A l'Ouest de la Forêt de Niave, les terrains carbonifères et dévoniens se montrent, sur le front de la Zone axiale, au contact des schistes granitisés du Massif de Montaillou ; mais bientôt, au Sud de Montaillou, une bande de calcaires secondaires s'intercale, à nouveau, entre la Zone axiale et le petit massif hercynien. Ce massif s'ennoie rapidement, avant d'atteindre le Col de Marmare.

Le contact de la Zone axiale et du Pays de Sault métamorphique passe au Col de Marmare ; puis, empruntant, dans un tracé à peu près rectiligne, le thalweg

¹ M. A. Lacroix cite [173, p. 309] un autre pointement de lherzolite, de quelques mètres carrés seulement, découvert par de Lacvivier vers la frontière de l'Ariège et de l'Aude, dans le talus gauche de la route de Prades à Belcaire.

du profond ravin qui descend vers l'Ouest, il file en direction de Caussou. Ce contact met en présence les calcaires métamorphiques jura-crétacés et les schistes houillers de la Zone axiale, qui se développent vers le Sud dans la région du Col de Chioula. L'inclinaison du contact du Primaire et du Secondaire est très voisine de la verticale, fait qui est aussi nettement mis en évidence par le tracé rectiligne, exempt de déviations, du front de la Zone axiale que par l'intensité des pendages des calcaires métamorphiques (pl. VII, coupe 15). Ces pendages oscillent autour de la verticale d'un angle qui ne dépasse pas 15°.

Bref, entre la vallée du Rébenty et Caussou, le front de la Zone axiale bute, suivant un contact qui est d'abord faiblement couché au Nord, mais se redresse, plus à l'Ouest, pour devenir vertical, contre les calcaires secondaires métamorphiques du Pays de Sault et, localement, contre le substratum hercynien de ceux-ci, représenté par le Massif de Montaillou.

Conclusions. — Formulant ici des conclusions d'ensemble relatives à la structure de toute la partie de la Feuille de Quillan située au Sud du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, il y a lieu d'insister tout d'abord sur la situation profonde de tous les affleurements hercyniens. Tous les massifs anciens, visibles depuis la plaine de Perpignan jusqu'à la bordure du Saint-Barthélemy, sont enracinés en avant de la Zone axiale. J'en donne, une fois de plus, l'énumération : à l'Ouest de la vallée de l'Aude, les Massifs de l'Agly et de Salvezines et les pointements minuscules du Courtal Bès et du Col de Tuilla ; à l'Ouest de l'Aude, les Massifs de Bessède et du Picou de la Montjoie, les pointements cristallins de l'Ouest de Mazuby, du Moulin de Ferrand, du Roc des Caunes, du Sud de Roquefeuil, du Col du Boum, enfin les Massifs de Camurac et de Montaillou. Le matériel hercynien, qui y vient au jour sur plusieurs replis longitudinaux, prolonge indiscutablement le socle ancien du Saint-Barthélemy.

La diversité d'allure des affleurements primaires, notamment de leurs terminaisons longitudinales, fournit des indications bien intéressantes, relativement au style tectonique si particulier du tréfonds hercynien. Il s'agit parfois de terminaison et d'ennoyage périclinal simple sous les terrains secondaires, comme pour la terminaison orientale du Massif de Bessède. Cette disposition est aussi celle réalisée pour le Massif de Salvezines. Mais, dès que la serrée s'accroît, les accidents se multiplient, aboutissant à un style tout différent. Le matériel profond se casse, se subdivise, s'émiette ; il disparaît alors, aux extrémités de ses affleurements, suivant une série de lames à peu près verticales, pressant entre elles des intercalations de terrains secondaires. Je citerai, comme exemples de cette dernière disposition, l'émiettement du Massif de l'Agly sur sa bordure septentrionale, de même que la terminaison occidentale du Massif de

Bessède, au Nord de Galinagues. Dans les deux cas, le morcellement du substratum gagne aussi le revêtement posthercynien.

Relativement à la structure de la couverture secondaire, nous avons pu étendre à tout le revêtement de terrains secondaires des Massifs de l'Agly et de Salvezines, ainsi qu'à tout le Pays de Sault, la notion d'un seul manteau continu au substratum cristallin. Ce manteau, qui, vers le Sud, s'étend jusqu'à la Zone axiale et qui, vers le Nord, se montre en continuité avec les couches du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, est affecté de replis longitudinaux généralement couchés au Nord, qui épousent des ondulations du tréfonds hercynien relativement peu profond.

Au Sud du grand pli de fond que jalonnent les Massifs de l'Agly, de Salvezines et de Bessède, les couches secondaires se disposent dans la vaste zone synclinale des terrains métamorphiques. Celle-ci correspond, à l'Est de l'Aude, au Synclinal complexe de la Forêt de Boucheville, dans le prolongement occidental duquel le Pays de Sault montre des rides multiples, du fait de l'existence d'un repli anticlinal supplémentaire, celui du Picou de la Montjoie. Sur la rive droite du Rébenty, s'allongent en direction E-W, au Sud de l'Anticlinal de Bessède : le Synclinal métamorphique de Rodome et d'Aunat, qui, naissant obliquement dans la couverture du Massif de Bessède, va se perdre en hauteur au Sud de Roquefeuil ; plus au Sud, l'Anticlinal du Col des Aichides, du Picou de la Montjoie et de la bande calcaire du Sud de Mazuby ; enfin, le Synclinal de Niort, couché vers le Nord, souvent incomplet dans son flanc septentrional et dont l'axe, rempli de marnes albiennes, se surélève, se digite et disparaît sur la Zone axiale au SW de Niort. Sur la rive gauche du Rébenty, un manteau continu de calcaires secondaires métamorphiques s'étend au Nord de la Zone axiale, sur toute la partie méridionale du Pays de Sault, jusque sur la bordure du Massif du Saint-Barthélemy, à l'approche duquel il se relève vers l'Ouest. Nous avons pu établir la continuité parfaite de cette série secondaire avec celle qui, constituant la partie septentrionale du Pays de Sault, est représentée par les formations intactes de métamorphisme du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet et de l'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta. Or, le Pays de Sault tout entier, comme va nous le prouver maintenant l'étude de sa bordure occidentale, repose sur le socle hercynien du Saint-Barthélemy, dont il représente la couverture secondaire.

CHAPITRE II

LES MASSIFS DE L'ARIÈGE : SAINT-BARTHÉLEMY, ARIZE ET TROIS-SEIGNEURS. LEURS POSITIONS RESPECTIVES ; LEURS RELATIONS STRUCTURALES AVEC LA ZONE AXIALE

I

LES BORDURES ORIENTALE ET MÉRIDIONALE DU SAINT-BARTHÉLEMY. LA PLONGÉE DU MASSIF VERS L'EST SOUS LE PAYS DE SAULT

SOMMAIRE

1. — La terminaison occidentale de la bande albiennne synclinale du Sud de Fougax.
 2. — La continuité tectonique entre le Pays de Sault et la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy. Les environs de Montségur.
 3. — La bordure orientale du Saint-Barthélemy entre les vallées du Lasset et du Basqui. La montagne de l'Affrau.
 4. — La bordure orientale du Saint-Barthélemy au Sud de la vallée du Basqui. La Forêt du Basqui et le Signal de Caussou.
 5. — La bordure méridionale du Saint-Barthélemy ; la bande des calcaires marmoréens de Caussou et de Lordat.
- Conclusions.

Entre Montségur et Caussou, tout l'ensemble plissé de terrains secondaires du pays du Sud de Fougax et du Pays de Sault, dont les témoins les plus occidentaux se montrent au Sommet de l'Affrau et au Signal de Caussou, se relève vers l'Ouest pour disparaître en hauteur sur le Massif du Saint-Barthélemy qui, sur le prolongement du Massif de Bessède et de tous les pointements hercyniens du Pays de Sault, surgit de la profondeur en une montée axiale très brusque.

L'étude de la bordure orientale du Saint-Barthélemy est d'une importance primordiale relativement à la situation tectonique de ce massif et, par voie

de continuité, à la structure de toute la partie orientale de la chaîne pyrénéenne. Cette étude nous permettra d'établir la continuité entre le Pays de Sault et la couverture secondaire du Saint-Barthélemy, et, par conséquent, d'enraciner le Massif du Saint-Barthélemy en avant de la Zone axiale, dans la même zone anticlinale complexe que les massifs de la Feuille de Quillan, Bessède, Salvezines et l'Agly.

Nous examinerons la bordure orientale du Saint-Barthélemy, en la suivant du Nord vers le Sud, depuis Montségur jusqu'aux environs de Caussou.

1. — La terminaison occidentale de la bande albiennne synclinale du Sud de Fougax

Il ressort très nettement des levés reportés sur la Carte au 1/200.000 (pl. IX) que les marnes albiennes qui affleurent au Sud de Fougax dans la branche septentrionale du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, se terminent en hauteur vers l'Ouest, sur la rive gauche de la vallée de l'Iers, sur leur substratum calcaire. Celui-ci, accidenté de replis orientés E-W, forme au bassin albien une bordure occidentale continue passant par Montségur, le Signal de l'Affrau et le massif calcaire de la Forêt d'Embeyre.

La barre de calcaires urgoniens qui, depuis le Nord de Fougax, se poursuit sur la bordure septentrionale de l'Albien, est entaillée, à l'Est du Château de Montségur, par la vallée du Lasset. Au Sud de cette barre, les calcaires urgoniens dessinent plusieurs replis longitudinaux, orientés E-W et couchés au Nord ; sur ces replis les marnes albiennes se terminent en hauteur, sans atteindre la vallée du Lasset. Le vallon qui descend au Nord de Lamarge recoupe la succession très serrée d'anticlinaux urgoniens et de synclinaux albiens qui, vers l'aval, se couchent de plus en plus au Nord. Ces replis longitudinaux, qui témoignent de la structure très plissée du synclinorium albien du Sud de Fougax, subissent vers l'Est un rapide abaissement d'axe, si bien que toutes les langues calcaires sont déjà ennoyées avant d'atteindre le vallon de Coussats (pl. VII, coupe 15).

Les calcaires urgoniens de la rive droite du Lasset se poursuivent vers le Sud sur les pentes méridionales du sommet 1129, puis au delà du petit col où passe le chemin de Montségur à Barrineuf. Au Sud du chemin, un petit rocher conique, de forme très hardie, est formé par les calcaires urgoniens qui traversent le sentier de la bergerie de la Couillade et s'étendent sur toutes les pentes boisées qui mènent au Sommet de l'Affrau. Là, sur la bordure du bassin albien, les calcaires cristallins gris clair de l'Urigo-Aptien sont affectés, au Nord du profond ravin de Rivel et des Maourels, d'un nouveau repli anticlinal très aigu. Celui-ci les amène sur la crête jusqu'au Sud de la Couillade, où, dans le sentier qui suit les pentes orientales du Sommet de l'Affrau, ils succèdent aux schistes albiens verticaux, auxquels ils montrent un passage

continu par l'intermédiaire des calcaires marneux de l'Aptien supérieur ¹. Un gros placage d'éboulis empêche de voir si la succession est aussi complète sur le flanc méridional de ce repli anticlinal et ce n'est qu'au Sud du ravin des Maourels que le sentier montre les schistes albiens en place. Cependant, à la partie supérieure des éboulis qui recouvrent les pentes au-dessus du ravin, vers la limite de la forêt, on peut suivre la continuité entre les calcaires urgoniens du repli anticlinal du Sud de la Couillade et ceux qui forment la longue arête prolongeant au Nord le Sommet de l'Affrau.

Sur les pentes nord-est du Sommet de l'Affrau, le contact de l'Aptien et de l'Albien, toujours suivi par une bande de calcaires marneux de l'Aptien supérieur, subit une inflexion régulière concave vers le NE et passe progressivement de sa direction générale N-S à la direction W-E. Sur le bord méridional, redressé à la verticale, du bassin albien, le front de l'entablement calcaire accuse, au-dessus du profond ravin schisteux de Rivels, un tracé régulier à très grand rayon de courbure. Il passe au Nord de la cote 1687, suit la crête qui court plus à l'Est et redescend à la vallée de l'Hers qu'il traverse à la sortie aval des gorges de l'Affrau. *Les calcaires de la Forêt d'Embeyre prolongent ainsi, sans aucune discontinuité, ceux du Sommet de l'Affrau.*

Par conséquent, vers leur terminaison occidentale les marnes albiennes du Sud de Fougax se relèvent brusquement sur leur substratum calcaire, pour disparaître en totalité en hauteur vers l'Ouest. Enveloppant cette terminaison synclinale complexe, le substratum calcaire montre, depuis le bord septentrional jusqu'au bord méridional du Synclinal du Sud de Fougax, une série continue qui comporte, du Nord vers le Sud, la barre calcaire de la rive droite du Lasset, affectée, à l'Est de Montségur, de tous les replis que nous avons analysés, le massif calcaire du Sommet de l'Affrau et, enfin, l'entablement de la Forêt d'Embeyre.

Vers la terminaison occidentale de la large bande albienne synclinale du Sud de Fougax, les calcaires urgoniens des gorges de l'Affrau, ceux de la forêt d'Embeyre, ceux du Sommet de l'Affrau et ceux de la barre qui court de Montségur à Contès sont en continuité. Ils appartiennent à une seule série calcaire, sur laquelle les marnes albiennes disparaissent en hauteur vers l'Ouest.

Cette constatation a une importance capitale. En effet, nous allons voir maintenant que la série calcaire de Montségur et du Sommet de l'Affrau représente elle-même la couverture secondaire du Massif du Saint-Barthélemy. Par voie de continuité, sera en même temps démontré l'ennoyage du Saint-Barthélemy vers l'Est sous le pays albien du Sud de Fougax et sous le Pays de Sault tout entier.

¹ S'ennoyant moins vite vers l'Est que les replis plus septentrionaux et indiquant une rille longitudinale très accusée, celui-ci peut se suivre jusqu'aux abords de la vallée de l'Hers. Il se traduit par l'existence, sur la crête qui court au Nord du ravin de Rivels entre Sarrat d'el Liam et la cote 914 et jusqu'au delà de Fauche, d'une bande continue de bancs calcaréo-marneux de l'Aptien supérieur.

2. — La continuité tectonique entre le Pays de Sault et la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy. Les environs de Montségur.

Au Nord du village de Montségur, le pittoresque rocher, qui porte les ruines du château, correspond à un synclinal dissymétrique de calcaires urgoniens. Le sommet 1207 et la majeure partie du rocher sont constitués par des calcaires gris clair à *Toucasia*, couchés vers le Nord sur une étroite bande de dolomies jurassiques. Celle-ci, interrompue souvent par les éboulis, mais cependant bien visible dans la profonde gorge qu'a creusé le torrent à l'Est du rocher, plonge elle-même vers le Sud. Les calcaires urgoniens du rocher de Montségur et les dolomies jurassiques qui affleurent sur ses pentes septentrionales prolongent, sans aucune discontinuité, la crête urgonienne et la bande de dolomies qui, depuis Contès, forment la bordure du bassin albien du Sud de Fougax.

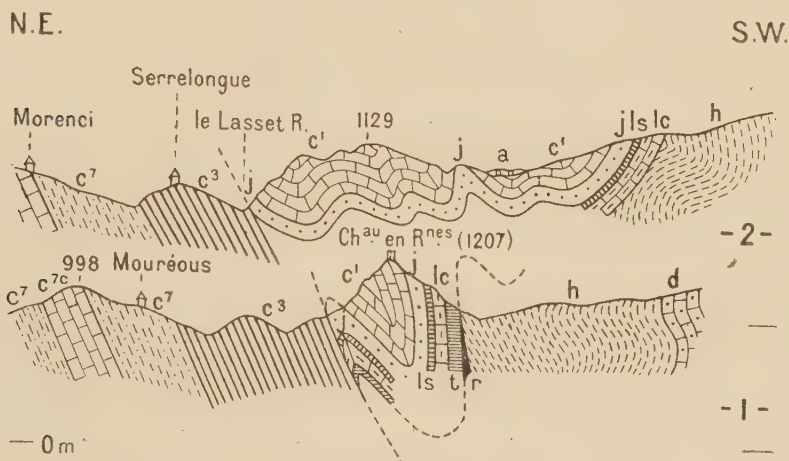


Fig. 23. — Coupe du front du Saint-Barthélemy sur les deux rives du Lasset (coupe 1 : rive gauche; coupe 2 : rive droite). — Echelle : 1/50.000.

d calcaires dévonien; **h** schistes houilliers; **r** Permien; **t** Trias; **lc** Lias inférieur calcaire; **ls** Lias moyen et supérieur schisteux; **j** dolomies jurassiques; **c'** calcaires urgoniens; **c³** Cénomaniens; **c⁷** marnes sénoniennes; **c⁷c** calcaires de Morenci.

En continuité vers l'Est avec la barre calcaire de Contès et du Sud de Fougax, la série du rocher de Montségur se poursuit vers l'Ouest en une autre bande que nous suivrons sur la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy; elle se relie de même vers le Sud, d'une manière continue, à la série secondaire du Sommet de l'Affrau.

En effet, sur la rive gauche du Lasset, les pentes méridionales du rocher de Montségur montrent au pied du château, entre le sommet 1207 et le village, la

succession complète des divers termes verticaux du flanc sud d'un synclinal dissymétrique rempli d'Urgo-Aptien dans son axe.

La coupe 1 de la figure 23 reproduit cette succession :

- 1° calcaires urgo-aptiens ;
- 2° dolomies jurassiques noires ;
- 3° marnes et calcaires marneux du Lias moyen ;
- 4° calcaires rubanés, calcaires bleu noir et brèches liasiques ¹ ;
- 5° calcaires jaunâtres et argiles bariolées gypsifères du Trias.

Cette série secondaire s'appuie vers le Sud contre les terrains primaires du Massif du Saint-Barthélemy ; la coupe de la rive gauche du Lasset se complète, en effet, au Sud de Montségur, par des bandes régulières de schistes houillers, de calcaires griottes et de dolomies dévoniennes, enfin de schistes siluriens granitisés que la vallée recoupe au Nord du geyser cristallin du massif.

Au Sud de Montségur, tandis que le Trias s'étire à la base de la série secondaire, les autres termes de cette série, jusqu'à l'Urgo-Aptien inclus, traversent la vallée du Lasset et, tournant en direction du Sud sur la rive droite de celle-ci, forment des bandes régulières sur la bordure occidentale des marnes albiennes du bassin du Sud de Fougax. Les calcaires urgoniens du Château de Montségur passent ainsi au massif coté 1129 et aux replis parallèles qui s'annoient vers l'Est sous les marnes albiennes. Les bandes de Dogger et de Lias, plongeant vers l'Est sous les calcaires urgoniens, se poursuivent, en bordure de ceux-ci, sur la rive droite du Lasset. La dolomie jurassique des pentes méridionales du rocher de Montségur, dont on peut suivre, au milieu des éboulis, les affleurements discontinus au Nord des premières maisons du village, descend jusqu'au sentier qui suit la gorge en aval de Montségur ; cachée par les éboulis dans le fond du ravin, elle apparaît à nouveau sur la rive droite, dans le cœur de l'un des replis anticlinaux de calcaires urgoniens qui s'annoient eux-mêmes vers l'Est sous les marnes albiennes. Cette disposition, que reproduit la coupe 2 de la figure 23, démontre rigoureusement la continuité du Jurassique moyen du rocher de Montségur et de celui de la rive droite du Lasset. Il en est de même de la bande de terrains liasiques qui, certainement, se poursuit sous les dolomies, mais que les épaisses formations glaciaires de la vallée du Lasset masquent sur une certaine distance.

Ce n'est qu'au Sud du petit col où passe le chemin de Montségur à Barrineuf, sur les pentes occidentales de la crête qui monte au Sommet de l'Affrau, que l'on trouve à nouveau, sous l'Urgonien, des bandes régulières de Dogger et de Lias plongeant à l'Est et reposant sur les couches primaires du Saint-Barthélemy.

Avant de pousser plus au Sud notre examen de la bordure orientale du Saint-Barthélemy, remarquons que les faits que nous venons d'exposer nous permettent déjà de répondre au problème posé concernant les positions respectives du

¹ A la base de la série liasique, dont la succession est analysée en détail dans le travail de M. Dubar [128, p. 41 et 147], ont été signalés par Roussel [271, p. 123] des calcaires en plaquettes rhétiens à *Avicula contorta*.

Pays de Sault, du bassin albien du Sud de Fougax, de la bande calcaire du rocher de Montségur et du Sommet de l'Affrau, d'une part, du massif hercynien du Saint-Barthélemy, d'autre part.

Le Synclinal du Sud de Fougax affecte une série secondaire unique. Celle-ci est en continuité vers le Sud avec le Pays de Sault et elle monte vers l'Ouest sur le Massif du Saint-Barthélemy.

3. — La bordure orientale du Saint-Barthélemy entre les vallées du Lasset et du Basqui. La montagne de l'Affrau.

La montagne de l'Affrau est essentiellement constituée par un splendide entablement de calcaires urgoniens; cependant, on peut suivre à la base de ces calcaires, sur les pentes qui dominent la vallée du Lasset, des bandes continues de Dogger et de Lias prolongeant celles de Montségur. Ces couches secondaires plongent de 45° vers l'Est et reposent sur les schistes houillers du Saint-Barthé-

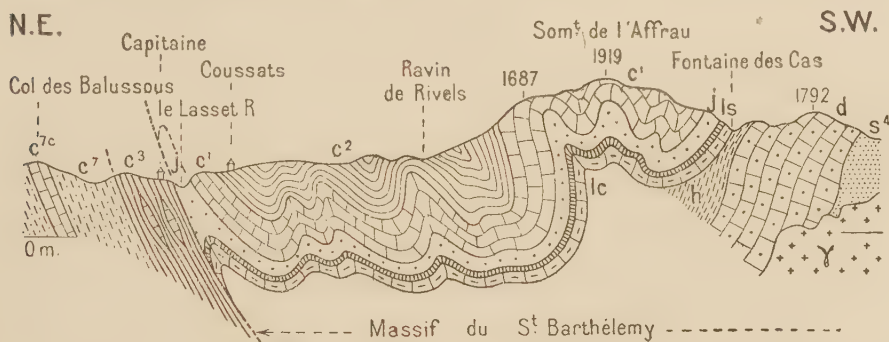


Fig. 24. — Coupe de la montagne de l'Affrau. — Echelle : 1/100.000.

γ granite; s⁴ schistes carbonés gothlandiens; d calcaires dévonien; h schistes houillers; lc Rhétien et Lias inférieur calcaire; ls Lias moyen; j dolomies du Jurassique moyen; c¹ calcaires urgo-aptiens; c² marnes albiennes; c³ Cénomaniens (schistes, poudingues, microbrèches et lentilles calcaires interstratifiées); c⁷ Sénonien; c^{7c} calcaires de Morenci.

lemy. Au Sud du Sommet de l'Affrau, elles tournent au SE, coupent, aux abords de la Fontaine des Cas, la crête de l'Affrau et redescendent dans la vallée du Basqui.

La série secondaire est complète suivant la crête qui, séparant la vallée du Basqui de celle du Lasset, court du signal 1919 à la cote 1792. La figure 24 reproduit la coupe ¹, relevée suivant cette crête; elle montre, du SW au NE :

1° des calcaires dévonien blancs, des griottes rouges, des calcschistes à Goniatites, vers la cote 1792;

¹ Cette coupe a été décrite par de nombreux auteurs. Je citerai notamment : Roussel [271, p. 14 et p. 123, 275, p. 244, 265]; Carez [91, IV, p. 2067]; M. Dubar [128, p. 94 et p. 147]; M. Ramière de Fortanier [248].

- 2° les schistes noirs houillers, accompagnés de lits de porphyrite ¹ ;
- 3° des calcaires en plaquettes rhétiens ;
- 4° les calcaires cristallins bréchoïdes, blancs ou roses, du Lias inférieur ;
- 5° des calcaires noirs à *Terebratula subpunctata*, Bélemnites et Pectens (Lias moyen) ;
- 6° les dolomies noires du Jurassique moyen ;
- 7° les calcaires urgo-aptiens. Ces calcaires, gris ou blancs, sont très cristallins ; ils sont bréchoïdes par endroits.

Les calcaires urgoniens ont une étendue considérable en affleurement, sans doute par suite de l'existence de nombreux replis. Ils forment tout l'entablement de la montagne de l'Affrau jusqu'au Nord du sommet 1687, où leur succèdent les calcaires marneux bleu foncé de l'Aptien supérieur, puis les marnes albiennes du vallon de Rivels. Relativement à l'inclinaison des couches, nous noterons que le contact des couches primaires et de la série secondaire, ainsi que les termes de base de cette série secondaire, plongent de 45° vers le NE ; mais, plus haut dans la série, les calcaires urgoniens se redressent progressivement. Ils sont verticaux à la cote 1687 et les marnes albiennes du ravin de Rivels montrent des pendages sud. Ainsi, la couverture posthercynienne du Saint-Barthélemy, qui sur sa bordure méridionale repose normalement sur les terrains primaires, se renverse ensuite progressivement vers le Nord.

On peut suivre en contre-bas de la Fontaine des Cas, sur les pentes qui redescendent à la vallée du Basqui, les couches secondaires dont la coupe qui précède nous a montré la succession.

Formant, au-dessus des schistes houillers, une barre continue, les calcaires du Lias inférieur, plus ou moins cristallins, tantôt rubanés, tantôt bréchoïdes, coupent le sentier de la Fontaine des Cas à Matéous, à une centaine de mètres des granges supérieures et disparaissent en contre-bas, en face de Quatrans, sous les alluvions glaciaires du fond de la vallée. Les calcaires liasiques sont surmontés de bandes régulières de schistes du Lias moyen, de dolomies jurassiques et de calcaires urgoniens. Ces couches, plongeant au NE suivant une inclinaison d'environ 45°, traversent obliquement le thalweg, en dessinant, ainsi que le contact du Secondaire sur le Primaire, une inflexion vers l'aval particulièrement accusée ².

¹ Le Trias paraît représenté sporadiquement à la base de la série secondaire, où Roussel [271] a signalé des grès micacés, des calcaires marneux jaunâtres et des marnes rouges laminées.

² La disposition indiquée dans la vallée du Basqui par la première édition de la Feuille de Foix est inexacte. Deux séries tectoniques y sont distinguées, l'une métamorphique, celle de la Forêt d'Embeyre, l'autre pas, celle du Sommet de l'Affrau. Or, tout le manteau secondaire est continu et le métamorphisme qui affecte celui-ci dans sa partie méridionale, apparaît progressivement.

De plus, la série marmoréenne ne dessine nullement à la traversée de la vallée du Basqui le rentrant vers l'amont indiqué par cette Feuille. Toutes les granges de Matéous, celles du fond de la vallée comme celles situées plus haut sur la rive gauche, sont construites sur des dépôts glaciaires qui remontent vers le Nord au-dessus du thalweg jusqu'aux schistes houillers. De même, les couches liasiques, au lieu de reposer à mi-pente sur des dolomies jurassiques, redescendent jusqu'au glaciaire, sous lequel elles se perdent en face de Quatrans.

Ainsi, les couches secondaires du Sommet de l'Affrau se poursuivent dans la Forêt d'Embeyre ; mais le manteau calcaire continu devient peu à peu métamorphique vers le Sud. La série intacte du Sommet de l'Affrau va passer, au delà du ruisseau du Basqui, à la série métamorphique de la Forêt du Basqui. L'apparition du métamorphisme dans les couches secondaires est progressive ; on le voit s'accuser de plus en plus en suivant celles-ci, pas à pas, du Nord vers le Sud.

Entre la coupe de la Fontaine des Cas et celle que l'on peut relever dans le sentier de Matéous au-dessus du Basqui, les modifications subies, sur une courte distance, par les couches secondaires sont déjà très notables. En effet, le sentier de Matéous recoupe successivement, du SW au NE, lorsqu'il a quitté les dépôts glaciaires :

1. le Lias inférieur, représenté par des calcaires cristallins, par place très métamorphiques et remplis de grands cristaux de dipyre. A la partie supérieure de la formation, les calcaires sont gris clair, en bancs plus réguliers plongeant de 45° au NE.

2. le Lias moyen et supérieur ¹, montrant des couches de transition entre la bande normale de la Fontaine des Cas et la bande métamorphique plus méridionale. Les calcaires roux minéralisés à Pectens, Bélemnites et Térébratules, les marnes profondément modifiées, très durcies et cependant encore pétries de restes de Lamellibranches, fournissent un excellent matériel pour l'étude du métamorphisme.

3. les dolomies noires du Dogger.

Superposition des couches secondaires aux terrains primaires du Saint-Barthélemy, continuité tectonique entre la montagne de l'Affrau, la Forêt d'Embeyre et le Pays de Sault et apparition du métamorphisme qui, sur la bordure immédiate du Saint-Barthélemy comme dans tout le Pays de Sault, s'accuse progressivement vers le Sud, tels sont les faits majeurs qui viennent d'être mis en évidence.

4. — La bordure orientale du Saint-Barthélemy au Sud de la vallée du Basqui. La Forêt du Basqui et le Signal de Caussou

Au Sud de la vallée du Basqui, le contact du Secondaire et du Primaire remonte sur les pentes boisées de la Forêt du Basqui dans la direction de la cote 1676. La forêt très dense ne permet pas de suivre ce contact pas à pas ; cependant, la disposition des affleurements discontinus de schistes houillers, au Sud de Matéous, indique que la limite occidentale des calcaires suit, à peu près, le ravin qui aboutit au thalweg en face de Quatrans.

¹ La série charmouthienne du flanc septentrional du ravin du Basqui, déjà reconnue par Roussel [271], est analysée en détail par M. Dubar [128, p. 147].

Sur la crête de la Forêt du Basqui, entre la vallée du Basqui et celle de l'Ourza, la série secondaire plonge toujours de 45° au NE et repose sur les schistes et les calcschistes dévoniens du Saint-Barthélemy. Elle est devenue très métamorphique et la distinction de ses divers termes est bien difficile. Comme l'a déjà signalé M. Dubar [128, p. 94], on peut cependant distinguer encore à sa base les couches liasiques. Les cargneules et les brèches calcaires, qui forment le sommet 1676 et un petit mamelon plus occidental, représentent le Lias inférieur. Plus haut, viennent des bancs de calcaires marneux jaune ocre où M. Dubar a trouvé *Terebratula subpunctata* du Lias moyen ; ces calcaires s'enfoncent au NE sous un complexe marmoréen que l'on suit le long de la crête jusqu'à la vallée de l'Iers, sans qu'il soit possible d'y reconnaître une succession. Ce complexe représente l'ensemble des dolomies jurassiques et des calcaires urgoniens transformés en calcaires cristallins.

Au Sud de la vallée de l'Ourza, toute la série secondaire devient métamorphique, au point de ne plus montrer qu'un complexe de calcaires marmoréens qui, tout au moins dans un premier examen, paraît homogène. Je ne crois pas, cependant, que les couches liasiques et jurassiques soient étirées à la base de la série marmoréenne ; mais de longues recherches permettront, à mon avis, d'en suivre des bandes continues, profondément marmorisées, sur toute la bordure des terrains hercyniens, à travers le Bois de Bramefam, dans le soubassement du Signal de Caussou et jusqu'au Bois de Fajou ¹.

En ce qui nous concerne, ayant bien précisé que toutes les bandes, distinctes plus au Nord, viennent se fondre dans la masse de calcaires très cristallins et fortement dipyrisés du Signal de Caussou et considérant maintenant le complexe marmoréen dans son ensemble, nous allons suivre, depuis l'Ourza jusqu'au Nord de Caussou, le contact du Secondaire métamorphique et du Primaire du Saint-Barthélemy.

L'allure géométrique du contact du Primaire et du Secondaire se montre particulièrement caractéristique. Traversant la profonde vallée de l'Ourza vers le confluent des deux vallons conséquents qui viennent respectivement de l'Ouest et du SW, ce contact subit vers l'aval une inflexion très accusée. Cette disposition indique que les couches secondaires marmoréennes, qui, d'ailleurs, plongent à l'Est, reposent sur le Primaire du Saint-Barthélemy. Cette superposition est directement contrôlable dans le sentier des granges de l'Ourza à Bouarza, où les calcaires métamorphiques, plongeant de 45° à l'Est, recouvrent des schistes houillers, eux-mêmes suivis vers le Sud par les calcaires griottes du beau rocher dévonien qui surmonte Bouarza.

Sur la rive droite du ruisseau de l'Ourza, la limite occidentale des calcaires marmoréens file en direction du Sud. En face de Bouarza, on peut voir encore les calcaires jaunes et bruns du Dévonien, comme le font plus au Nord les

¹ Roussel [271, p. 124] signale au Signal de Caussou le Trias et le Lias composés de dalles de calcaire marmoréen ; au-dessus viendraient, d'après le même auteur, la dolomie de l'Oolithique et les calcaires bréchoïdes cristallins de l'Urgo-Aptien.

schistes houillers, s'enfoncer manifestement vers l'Est sous les calcaires secondaires. Dans le Bois de Bramefam, où le contact est difficile à suivre, un contour saillant vers l'Ouest amène les calcaires métamorphiques, affectés de pendages au SE, à former, entre les vallées du Basqui et du ravin de Caussou, toute l'arête du Signal de Caussou, où ils dominent de toutes parts les terrains primaires du Saint-Barthélemy. La disposition réalisée au Signal de Caussou est d'une clarté singulière ; on y voit la couverture secondaire métamorphique former toute la crête et monter ainsi sur le Saint-Barthélemy dont les couches primaires descendent très bas vers l'aval dans tous les vallons (pl. VII, coupe 16).

Les calcaires cristallins du Signal de Caussou, et, avec eux, tout le Pays de Saull, reposent manifestement sur le Saint-Barthélemy.

Sur le versant occidental du Signal de Caussou, le contact du Secondaire et du Primaire redescend vers le ravin de Caussou qu'il traverse au Sud du Bois de la Teste et de Fabre. Les calcaires secondaires métamorphiques, plongeant toujours au SE, recouvrent encore les terrains primaires du Saint-Barthélemy.

Avant d'examiner le contact du Primaire et du Secondaire au Nord de Caussou, il est nécessaire d'analyser le complexe primaire du Saint-Barthélemy dans ces parages. Considéré dans son ensemble, le massif ancien comporte, au-dessus des gneiss qui affleurent largement à l'Ouest du ravin de Caussou, des schistes siluriens, puis des calcaires dévoniens qui forment, au Nord de l'affleurement gneissique, le ressaut bien marqué de la cote 1626. Ces terrains primaires enveloppent vers l'Est le noyau gneissique et se retrouvent sur sa bordure méridionale, où ils montrent à leur sommet des schistes houillers. Ce sont ces derniers que chevauche directement la couverture posthercynienne discordante de calcaires métamorphiques.

A la suite d'une course commune avec M. Jacob, nous avons pu nous rendre compte de ce que la bande de marnes albiennes qu'indique au Nord de Caussou, en bordure de la série secondaire marmoréenne, la Feuille de Foix, est en réalité une bande des couches carbonifères appartenant au revêtement du Saint-Barthélemy. Ce fait a déjà été signalé par nous dans une note préliminaire (164, p. 309). Je donnerai ici de plus amples détails au sujet de la nature des couches schisteuses et de l'allure de leur affleurement.

A l'endroit où elle apparaît sur les pentes occidentales du Signal de Caussou, la bande carbonifère montre, en concordance parfaite avec le Dévonien calcaire qui plonge au SE, des schistes noirs micacés présentant de nombreuses intercalations de lydiennes et de quartzophyllades. Le faciès et la disposition des couches sont très caractéristiques ; leur attribution au Carbonifère ne fait, pour nous, aucun doute.

Succédant toujours régulièrement aux calcaires dévoniens, les schistes et les lydiennes se poursuivent, dans le grand ravin qui sépare le Bois du Fajou du

Bois de la Teste. Nous avons pu, MM. Jacob, Duffour et moi-même, les suivre jusqu'au voisinage du torrent de Caussou. Dans tout ce trajet, nous avons constaté la concordance parfaite de la bande schisteuse et du Dévonien. Les schistes et les bancs de quartzophyllades qui les accompagnent recoupent plusieurs fois les lacets du sentier, formant une bande très sinueuse qui épouse toutes les ondulations des calcschistes dévoniens. Ils s'enfoncent vers le SE sous les calcaires secondaires métamorphiques du Bois du Fajou.

La bande carbonifère est interrompue à la traversée du torrent de Caussou, où elle disparaît sous les éboulis et sous les alluvions glaciaires qui masquent le contact du Primaire du Saint-Barthélemy et de son revêtement posthercynien de calcaires métamorphiques. On la retrouve, de l'autre côté du torrent,

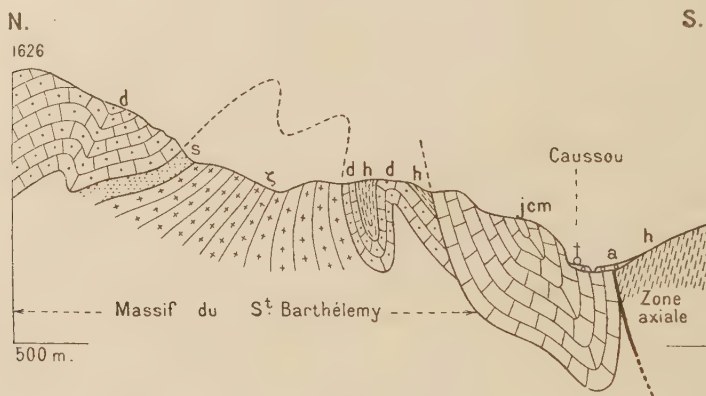


Fig. 25. — Coupe du bord méridional du Saint-Barthélemy au méridien de Caussou.
Echelle : 1/30.000.

g gneiss ; s schistes siluriens métamorphiques ; d calcaires dévoniens ; h Carbonifère (schistes et quartzophyllades) ; jcm calcaires marmoréens jura-crétacés ; a alluvions.

sur la crête qui, située au Sud de la cote 1626, conduit au vallon de Sabénac. Dans ce mamelon la structure est un peu plus compliquée que sur la rive droite du torrent de Caussou, la série primaire étant replissée et la bande de schistes houillers s'étant dédoublée, en donnant naissance à deux lames synclinales qui, en même temps que les calcaires dévoniens qui les supportent, s'enfoncent vers le Sud sous les calcaires secondaires marmoréens de Caussou.

La coupe (fig. 25) relevée suivant cette crête, depuis la cote 1626 jusqu'à la route de Caussou, montre du Nord au Sud ;

- 1° les calcaires dévoniens de la cote 1626 plongeant au Nord ;
- 2° des schistes siluriens métamorphiques ;
- 3° des gneiss ;
- 4° quelques mètres de calcaires dévoniens assez finement lités et à pendage 75° Sud ;
- 5° une première bande synclinale de schistes noirs micacés accompagnés de

bancs de quartzophyllades et de lydiennes. Ces derniers forment, au-dessus du ravin de Sabénac, des bancs durs qui émergent des éboulis.

6° des calcaires dévoniens blancs ou jaunâtres, à horizons griotteux typiques. Ces calcaires, plongeant toujours de 75° vers le Sud, constituent tout le sommet arrondi du mamelon jusqu'à un replat, où le sentier qui suivait la crête tourne à l'Est, pour descendre vers le ravin de Caussou.

7° une deuxième bande de schistes et de quartzophyllades houillers plongeant de 60° vers le Sud ;

8° les calcaires jura-crétacés très cristallins à pendages 75° Sud, formant toutes les pentes jusqu'à la route de Caussou.

Sur la rive droite du vallon de Sabénac, la bordure méridionale de Saint-Barthélemy est recoupée, à deux hauteurs différentes, par le chemin qui monte aux exploitations de talc de Trimouns et par le sentier qui conduit directement, en contre-bas de ce chemin, aux deux granges situées vers la naissance du ravin de Sabénac. On peut y analyser des coupes parfaitement comparables à celle qui vient d'être décrite. La disposition d'ensemble est la même ; mais on ne trouve plus qu'une bande de schistes houillers, la plus septentrionale. C'est ainsi que le chemin de Trimouns recoupe, au Sud des gneiss, une série primaire comportant : des calcaires dévoniens à intercalations de schistes et de calcschistes, puis une bande synclinale de schistes houillers, enfin, un nouvel affleurement de calcaires dévoniens. Au coude qu'il fait, avant de traverser plus au Sud un ravin qui descend à la vallée de Sabénac, le même chemin coupe le contact de cette série primaire isoclinale, plongeant de 75° au Sud, avec la série secondaire métamorphique affectée d'un pendage très voisin. Celle-ci comporte, à sa partie inférieure, mais cependant séparée des calcaires dévoniens par une bande de calcaires marmoréens qui représenteraient le Lias inférieur, une étroite bande de marnes noires métamorphiques, dans lesquelles j'ai trouvé de mauvais restes de Lamellibranches, et qui me paraissent devoir être attribuées au Lias moyen. A ces marnes succèdent d'ailleurs, vers le Sud, des calcaires roux rappelant singulièrement ceux du Basqui et de l'Ourza qui, eux, sont certainement liasiques. Enfin, au Sud de ces couches liasiques, le chemin atteint les cipolins verticaux du complexe marmoréen dans lesquels sont tracés, jusqu'à la route de Bestiac, ses lacets inférieurs.

5. — La bordure méridionale du Massif du Saint-Barthélemy ; la bande des calcaires marmoréens de Caussou et de Lordat.

Au delà vers l'Ouest, sur la bordure méridionale du Saint-Barthélemy, les puissantes formations morainiques de la vallée d'Axiat interrompent les bandes primaires que nous venons de suivre depuis le Signal de Caussou et masquent le contact des gneiss du Saint-Barthélemy et de leur couverture secondaire qui est représentée par les calcaires métamorphiques du Pic Calmont.

Les calcaires secondaires marmoréens du Pic Calmont montrent encore au Nord de Bestiac quelques pointements de roches vertes basiques (lherzolites et cortlandites). Ils sont disposés suivant un synclinal très redressé et butent vers le Sud, par un contact vertical, contre les schistes houillers de la Zone axiale.

Relativement à l'allure de ce dernier contact, j'ouvrirai ici une parenthèse au sujet du petit affleurement gneissique figuré sur la Feuille de Foix sur la bordure méridionale de la bande marmoréenne, entre celle-ci et les schistes carbonifères de la Zone axiale ¹. La disposition est en réalité différente : le gneiss injecte les terrains primaires de la Zone axiale (pl. VII, coupe 17). Sur la route de Bestiac, à 200 mètres environ à l'Est de l'embranchement du chemin du pont d'Arnet, les schistes houillers, verticaux et très vigoureusement plissés, sont interrompus sur une trentaine de mètres par l'affleurement de gneiss qui coupe obliquement la route. Les gneiss se poursuivent vers le SW en contrebas de la route, où les recoupe, sur 5 à 6 mètres, toujours au milieu de schistes houillers, un chemin qui passe à l'Ouest de Lordat. Au Nord de leur affleurement sur la route de Bestiac, les gneiss s'encapuchonnent sous des calcaires et des calcschistes qui accompagnent les schistes houillers et ils n'atteignent pas le bord méridional de la série marmoréenne. A la base de celle-ci, on peut voir au pied des rochers, sous les calcaires cristallins compacts, une série de couches métamorphiques (calcaires à minéraux, schistes micacés tachetés, roches amphiboliques, cornéennes) qui semblent bien représenter le Lias ².

Au Sud de la route de Bestiac, le pointement d'ophite qui supporte le Château de Lordat et celui du Nord de Vernaux qui est accompagné de calcaires secondaires marmorisés, tous deux superposés aux terrains paléozoïques, correspondent à des témoins de la couverture secondaire métamorphique conservés sur la Zone axiale à la faveur d'un petit repli synclinal.

A l'Ouest du méridien de Lordat, la bande marmoréenne du Pic Calmont, toujours verticale, recoupe, au Sud de la route d'Axiat à Appy, les deux ravins conséquents qui se réunissent pour aboutir à l'Ariège en amont d'Urs et elle se relie aux Rochers de Quié et, au delà, aux terrains secondaires du bassin de Tarascon.

Conclusions. — Formulons les conclusions relatives aux positions respectives du Saint-Barthélemy et du Pays de Sault.

De Montségur à la région de Caussou se présente, sans discontinuité, sur le bord oriental du Saint-Barthélemy, une même série secondaire qui passe vers l'Est au Pays de Sault et qui, vers l'Ouest, se poursuit sur la bordure méridionale du

¹ Cet affleurement est interprété par M. Léon Bertrand (30, p. 105) comme une lame gneissique amenée à la base de la nappe des calcaires marmoréens par-dessus les terrains de la Zone axiale.

² Ce gisement de couches métamorphiques a été étudié par M. A. Lacroix (173, p. 356) qui signale l'abondance de l'actinote comme caractéristique minéralogique des différents types pétrographiques qui s'y présentent.

massif par la bande des calcaires marmoréens de Caussou et de Lordat. Suivie du Nord vers le Sud, cette série montre de profondes modifications de faciès. Les couches, normales vers Montségur et dans le Massif de l'Affrau, sur la bordure des marnes albiennes du Sud de Fougax, deviennent progressivement métamorphiques vers le Sud, où elles passent au complexe marmoréen de la Forêt du Basqui et du massif du Signal de Caussou. Le manteau continu de terrains secondaires, dans lequel viennent s'éteindre tous les plis longitudinaux du Pays de Sault, se relève très vite vers l'Ouest sur le socle hercynien du Saint-Barthélemy. Dans le Sommet de l'Affrau et dans le Signal de Caussou, ses derniers témoins vers l'Ouest dominent manifestement les terrains primaires. D'ailleurs, l'allure géométrique du contact du Primaire et du Secondaire entre Montségur et Caussou apporte une preuve indiscutable de la superposition du Pays de Sault au Saint-Barthélemy.

II

LE BASSIN SECONDAIRE DE TARASCON-SUR-ARIÈGE

SOMMAIRE

I. — LA PÉRIPHÉRIE DU BASSIN SECONDAIRE DE TARASCON

I. — Le bord méridional des terrains secondaires. Leur contact avec la Zone primaire axiale.

Les Rochers de Lujat. — Le Rocher de Quié et la bande des calcaires marmoréens. — Le massif calcaire de la Pique de Baychon.

II. — Le bord occidental des terrains secondaires. Leur contact avec le Massif des Trois-Seigneurs.

III. — Le bord septentrional des terrains secondaires.

I. — Le contact des terrains secondaires avec le Massif de l'Arize.

1. La bordure calcaire au Nord de Saurat.

a. — Les rapports des affleurements calcaires avec les schistes albiens du Nord de Saurat.

b. — La série secondaire s'engage-t-elle au Nord sous le Massif de l'Arize ?

2. Le gypse d'Arignac.

3. Le contact avec le gneiss de Bonpas sur la rive droite de l'Ariège.

L'allure du contact à la traversée de l'Ariège. — Les environs du Col de Basech. — Les calcaires métamorphiques de la Chapelle Saint-Paul et le gypse d'Arnavé.

II. — Le contact des terrains secondaires avec le Massif du Saint-Barthélemy.

1. Les calcaires métamorphiques au Sud d'Arnavé. Les pointements de gneiss du SE du Col d'Ussat.

2. La bande des calcaires marmoréens.

a. — Les calcaires marmoréens sont-ils indépendants de la série secondaire de Tarascon ?

b. — Les calcaires marmoréens s'engagent-ils sous le Massif du Saint-Barthélemy ?

II. — LES PLIS PROPRES DE LA SÉRIE SECONDAIRE DE TARASCON

I. — La structure de la couverture antécénomaniennne.

1. L'Anticlinal de Courtiels ;

2. Le Synclinal de Lujat, de Niaux et de Génat ;

3. L'Anticlinal des Bains-d'Ussat et du Bois de la Garrigue ;

4. Le Synclinal d'Ussat et de Quié ;

5. L'Anticlinal de la Bessède ;

6. Le Synclinal de Surba ;

7. L'Anticlinal du Roc de Sédour et du Rocher de Calamés ;

8. Le Synclinal d'Aynat.

II. — La structure de la couverture cénomaniennne. Le lambeau de Saurat.

A. — Constitution du lambeau de Saurat. Caractères lithologiques et âge des formations : la barre calcaire des Irretches, les marnes schisteuses gris bleuté, les grès micacés à intercalations schisteuses.

B. — La périphérie du lambeau de Crétacé supérieur de Saurat.

Conclusions.

Introduction.

L'ensemble que je désigne sous le nom de bassin secondaire de Tarascon correspond, au centre de la Feuille de Foix, à un nœud tectonique de la plus haute importance. C'est un vaste lambeau de terrains secondaires conservé dans une situation topographique particulièrement basse, au milieu des massifs primaires qui l'entourent de toutes parts, dans la région déprimée où confluent vers l'Ariège, aux environs de Tarascon, le Vicdessos, la Courbière et le ruisseau de Saurat. Au Sud, c'est la Zone primaire axiale qui borde le bassin secondaire de Tarascon, suivant un contact à grand rayon de courbure, convexe vers le Nord, qui porte à ses deux ailes les villages de Verdun et de Miglos et qui traverse l'Ariège au Nord de Bouan. Sur leur bordure occidentale, les terrains secondaires s'appuient sur le Massif des Trois-Seigneurs, suivant un contact dirigé au NW qui passe par Capoulet, Gourbit et atteint les alluvions de la vallée du Col de Port en amont de Saurat. Enfin au Nord et à l'Est, de part et d'autre de la vallée de l'Ariège, deux autres massifs, se relayant, le Massif de l'Arize et celui du Saint-Barthélemy, constituent le cadre du bassin secondaire, dont la limite passe au Nord de Saurat et de Tarascon, puis à Arnave, pour suivre enfin, vers le SE, la vallée morte de Senconac.

Le bassin secondaire de Tarascon correspond à un synclinal complexe rempli par une couverture secondaire continue qui repose sur les quatre saillies du matériel hercynien profond : la Zone axiale au Sud, les Trois-Seigneurs à l'Ouest, l'Arize et le Saint-Barthélemy au Nord et à l'Est. De forme générale triangulaire, le bassin s'amincit vers les trois sommets du triangle, au delà desquels les terrains secondaires qui le prolongent, sont pris entre les massifs et pincés en étroites bandes synclinales. C'est le cas de la bande des calcaires marmoréens de Lordat et de Causou qui, au delà de l'angle sud-est, s'engage entre la Zone axiale et le Saint-Barthélemy. Il en est de même de la bande métamorphique de Gesties et de Vicdessos qui, vers l'Ouest, court entre la Zone axiale et les Trois-Seigneurs ; tandis qu'au delà de l'angle nord-ouest, c'est-à-dire dans la région du Col de Port, des lambeaux discontinus et très étirés de terrains secondaires relient le bassin de Tarascon à celui d'Oust-Massat.

Je ne rappellerai pas dans le présent chapitre, où je ne me propose de fournir qu'une étude objective, les interprétations diverses dont la structure des environs de Tarascon a fait l'objet. Le lecteur en a trouvé au début de cet ouvrage (p. 45) une étude critique très sommaire.

L'examen de la bordure du bassin de Tarascon permettra, d'abord, d'établir d'une manière rigoureuse la position profonde des massifs hercyniens de la périphérie par rapport aux terrains secondaires. Ce point étant acquis, la deuxième partie de notre exposé donnera l'étude de la structure propre du bassin, en considérant successivement les terrains antécénomaniens, puis le Crétacé supérieur discordant, dont un lambeau, *le lambeau de Saurat*, est conservé vers l'angle nord-ouest du bassin secondaire de Tarascon (pl. I).

I. — LA PÉRIPHÉRIE DU BASSIN SECONDAIRE DE TARASCON

I. — LE BORD MÉRIDIONAL DES TERRAINS SECONDAIRES LEUR CONTACT AVEC LA ZONE AXIALE

La limite méridionale des terrains secondaires de la région de Tarascon court, au Nord de la vallée de l'Ariège, au-dessus d'Urs, des Cabannes et de Sinsat. On la trouve au delà vers l'Ouest, sur la rive gauche de l'Ariège, à Larnat; puis elle s'infléchit au SW dans la direction de Miglos et de Gestiés.

Les Rochers de Lujat. — Au-dessus des Cabannes et de Sinsat, ainsi qu'à Larnat, la série secondaire est complète à sa base. Au Nord de Verdun et de Courtiels, dominant de près de 1.000 mètres la plaine de l'Ariège, les calcaires urgoniens culminent dans la splendide arête des Rochers de Lujat (cote 1.488). Tandis que, vers le Nord, ces calcaires s'enfoncent sous les marnes albiennes de Lujat et d'Ornolac, ils sont suivis vers le Sud, à la base de leur escarpement, par des bandes régulières de dolomies jurassiques noires, de Lias schisteux et de Lias calcaire ¹ qui viennent couper obliquement les plis E-W dont sont affectés les terrains primaires de la Zone axiale (pl. VII, coupe 20). La série secondaire des escarpements du Quié de Lujat représente le revêtement posthercynien de la Zone axiale, son contact avec celle-ci étant très redressé. C'est en somme ce qu'indique en ces parages la Feuille de Foix. Mais, par contre, nos observations diffèrent radicalement de celles portées sur cette Feuille quant aux deux ailes du contact en question, à savoir à l'Est de Verdun, d'une part, et à l'Ouest de Larnat, d'autre part.

Le Rocher de Quié et la bande des calcaires marmoréens. — La série calcaire des Rochers de Lujat se prolonge, à l'Est du Pas de Toulza, dans le Rocher de Quié (cote 1.238), au Nord d'Urs, et, par voie de continuité, dans la bande des calcaires marmoréens de Lordat et de Causou. Dans le défilé dénommé Pas de Toulza, que traverse la route de Verdun à Senconac, la bande secondaire se rétrécit, pour n'avoir plus, au delà vers l'Est, qu'une largeur qui n'excède pas 500 mètres.

La coupe du Pas de Toulza, montre, au Nord des terrains primaires de la Zone axiale, en une succession à peu près verticale :

les calcaires du Lias inférieur ;

¹ Le Lias de Verdun est analysé en détail dans l'ouvrage de M. Dubar (128, pp. 94, 148, 192). Cet auteur y reconnaît :

le Lias inférieur (brèche dolomitique et calcaires rubanés marmorisés), 135 mètres ;

le Charmouthien (calcaires jaunâtres et schistes bleus), 15 mètres ;

le Lias supérieur (schistes noirs feuilletés), 25 mètres.

CARTE GÉOLOGIQUE DES ENVIRONS DE TARASCON-SUR-ARIÈGE

par MARCEL CASTERAS

- TERRAINS SÉDIMENTAIRES**
- a Alluvions et éboulis
 - c^3_{III}
 c^3_{II}
 c^3_I Cenomanien
 c^3_{III} Grès intercalations schisteuses
 c^3_{II} Marnes gris bleuté
 c^3_I Calcaires argileux
 - c^2 Marnes noires albiennes
 - c_1 Calcaires urgoaptiens
 - J Dolomies jurassiques
 - 1-3 Lias supérieur et moyen
 - 1-2 Lias inférieur et infralias
 - t Trias
 - h Carbonifère
 - d Dévonien
 - s Gothlandien
 - sx Schistes ordoviciens et infra-siluriens



Extrait de la Carte de France au 1/80.000 du Service Géographique de l'Armée.

Echelle : 1/80.000

Gravé chez A. Moussier - Paris.

- TERRAINS MÉTAMORPHIQUES**
- c^3_{III}
 c^3_{II}
 c^3_I Albien métamorphique
 - Jcm Calcaires secondaires marmoréens, sans distinction d'âge.
 c^3_{III} - c^3_{II} - c^3_I Couches secondaires métamorphiques d'âge déterminé.
 - c^3_{III} Micaschistes et Gneiss
- ROCHES ÉRUPTIVES**
- γ Granite
 - ω Ophiolite
 - λ Lherzolite
- Contours géologiques (Contact normal susceptible d'être local.)
- Contact anormal
- Plongement des couches

le Lias moyen ;
les dolomies jurassiques ;
les calcaires urgoniens ;

une nouvelle bande de dolomies jurassiques qui se perd sous des alluvions glaciaires, au Nord desquelles on ne trouve plus que les gneiss du Saint-Barthélemy au-dessus du hameau d'Endoumens.

L'existence de l'affleurement septentrional de dolomies jurassiques révèle, sur la coupe qui vient d'être analysée, la disposition synclinale de la série secondaire, pincée entre la Zone axiale et le Massif du Saint-Barthélemy.

Dans le défilé du Pas de Toulza les calcaires urgoniens sont par place très cristallins. Ce sont des calcaires bréchoïdes, dont les éléments, blancs ou gris, sont pris dans un ciment rosé, parfois même rouge. Si l'on se déplace vers l'Est, en suivant la crête qui porte la cote 1156, on voit les calcaires urgoniens devenir de plus en plus marmoréens. En même temps, sur la bordure méridionale de la bande aptienne, il n'est bientôt plus possible de distinguer la dolomie et le Lias, soit que ces couches se soient étirées progressivement vers l'Est, soit, ce qui me paraît plus vraisemblable, que, devenues elles aussi très métamorphiques et confondues avec les calcaires urgoniens, elles échappent à l'observation. Quoiqu'il en soit, on n'a plus, au méridien de Senconac, dans le prolongement des couches que nous suivons, qu'une bande homogène de calcaires cristallins clairs, très fréquemment bréchoïdes. Cette bande s'allonge en direction du SE, entre les terrains primaires de la Zone axiale et les gneiss du Saint-Barthélemy.

Le contact des calcaires marmoréens et de la Zone axiale coupe transversalement la crête 1156¹ et redescend vers le SE dans le profond ravin qui court de Caychax à Albiès (pl. VII, coupe 18). Ce contact est très voisin de la verticale, cependant légèrement renversé au Nord ; il met en présence les schistes houillers verticaux de la Zone axiale et les calcaires marmoréens qui, très redressés, plongent de 80° vers le Sud.

Ainsi, dans les environs de Verdun, je ne puis reconnaître qu'une bordure régulière de la Zone axiale, très légèrement déversée au Nord et, tout au plus, peut-être, étirée par place dans ses termes inférieurs. La série secondaire s'y montre affectée par un métamorphisme qui croît progressivement vers le SE. Dans cette direction, profondément transformée, elle sort du bassin de Tarascon et passe à la bande des calcaires marmoréens de Lordat et de Caussou.

Le massif calcaire de la Pique de Baychon. — Revenons sur les pentes qui dominent le hameau de Courtiels, pour étudier maintenant la bordure secondaire de la Zone axiale dans le prolongement occidental des escarpements des Rochers de Lujat. Sous les calcaires urgoniens le Lias et la dolomie jurassique dessinent, au NW de Courtiels, un pli en genou que l'on retrouve de l'autre

¹ Ce contact doit être reporté notablement plus au Nord que ne l'indique la Feuille de Foix. La moitié méridionale de la crête qui court, en direction méridienne, au Sud de la cote 1156, est occupée par des schistes houillers.

côté de l'Ariège, en aval de Bouan, où il n'est plus indiqué que par une tête de dolomies du Dogger enrobée dans les calcaires urgoniens. Ceux-ci forment le massif rocheux qui, au NE de Larnat, porte un sommet trigonométrique.

Les premiers lacets de la route de Bouan à Larnat sont en partie tracés dans des éboulis ; le contact des calcaires secondaires et des schistes carburés de la Zone axiale y est masqué. Les schistes carburés sont suivis au Sud par des schistes ardoisiers de l'Ordovicien qui plongent à 45° vers le Sud. Plus haut, la route recoupe plusieurs fois des calcaires à pendages Sud, en bancs peu épais ; ceux-ci sont déjà fortement métamorphiques ¹ et, situés au Sud de la barre urgonienne, ils représentent vraisemblablement le Lias inférieur. La butte qui porte l'oratoire de Larnat est constituée par les mêmes calcaires liasiques, là faiblement renversés au Nord ; ces calcaires, qui s'enfoncent sur leur bord méridional sous les schistes carburés de la Zone axiale, sont suivis vers le Nord par des couches marmoréennes grises ou blanches, représentant la dolomie et l'Urgonien déjà profondément transformés par le métamorphisme.

Ainsi, à Larnat comme à l'Est de Verdun, le métamorphisme a atteint la bordure méridionale du bassin de Tarascon et le géologue se trouve en butte à la même difficulté d'identification des terrains qui se manifeste chaque fois qu'une bande complexe, comportant toute une succession de couches secondaires, passe latéralement, d'une manière progressive, à une bande homogène de calcaires marmorisés. Cela explique que les auteurs aient donné du massif de la Pique de Baychon les contours, et, par voie de conséquence, les interprétations les plus divers ². Je crois, pour ma part, sans aucun argument paléontologique il est vrai, que les termes de base de la série secondaire sont ici représentés en bordure de la Zone axiale, au moins à l'Est du Col de Larnat. Les calcaires rubanés gris bleuté de l'oratoire de Larnat paraissent bien liasiques. L'îlot calcaire qui émerge du glacière à l'Ouest de Larnat, le prolonge manifestement et l'on passe ainsi à la bande de Lias métamorphique qui, au Col de Larnat, plonge à 45° vers le Sud, sous les schistes et les quartzites houillers de la Zone axiale. Mais vers le SW, dans la direction de Miglos, le Lias disparaît par étirement entre le Primaire et le Dogger qui va, dès lors, s'appuyer directement contre la Zone axiale jusque vers Gesties. La dolomie jurassique est en effet tout à fait typique au Sud du Signal de la Pique de Baychon, comme dans les ravins qui, de ce massif, descendent vers l'Ouest à la vallée du Vicdessos. Les calcaires métamorphiques, pétris de cristaux de dipyré, de la crête de la Pique

¹ Dès 1882 l'Abbé Pouech (244, p. 597) insistait sur les modifications minéralogiques des calcaires de Bouan, de Larnat et de la Pique de Baychon.

² Carez (91, IV, pl. XXIII) n'indique dans tout le massif de la Pique de Baychon que du Lias et de la dolomie jurassique. Les calcaires urgoniens prennent au contraire une très grande part dans la constitution du massif d'après les levés de M. Léon Bertrand (Feuille de Foix). Enfin, M. Dubar déclare (128, pp. 95 et 148) n'avoir pu y retrouver ni Lias inférieur, ni Lias moyen. Pour ce dernier auteur, aussi bien à Larnat qu'au Sud de la Pique de Baychon, il n'y aurait, jusqu'au contact de la Zone axiale, que des terrains créta-

de Baychon (1275-1417), en continuité avec les escarpements qui surplombent l'Ariège, sont des calcaires urgoniens.

La continuité des couches secondaires qui, en devenant progressivement métamorphiques, traversent du NE au SW, depuis la vallée de l'Ariège jusqu'à celles du Vicdessos et de la rivière de Miglos, le massif calcaire de la Pique de Baychon, me paraît certaine. On ne peut, en tout cas, tracer un contact anormal à travers le Secondaire à l'Ouest de Larnat. Des deux côtés de la profonde vallée de la Fontaine d'Aulliou, dont la partie supérieure est encombrée de glaciaire, les couches se correspondent et je n'ai pas retrouvé l'affleurement de marnes albiennes que la Feuille de Foix indique dans cette vallée.

Comme dans les environs de Verdun, je ne reconnais auprès de Larnat qu'une couverture secondaire normale parfaitement continue, dont le contact de base avec la Zone axiale, considéré dans son ensemble depuis Bouan et Larnat jusqu'à Gestiés, presque partout renversé au Nord, recoupe obliquement les bandes des terrains primaires.

Ainsi, dans les trois tronçons que nous avons examinés successivement sur leur bordure méridionale, les terrains secondaires du bassin de Tarascon succèdent régulièrement aux terrains primaires de la Zone axiale, tout en recoupant les directions de ceux-ci. Vers les deux ailes de la bande suivie, tant à l'Est de Verdun qu'à l'Ouest de Larnat, le métamorphisme gagne la série secondaire. Celle-ci prend alors un faciès homogène qui masque la succession des couches. Peut-être, cependant, à l'aile droite le Lias et le Dogger s'étirent-ils sous l'Urgonien, tandis qu'à l'aile gauche le Lias seulement disparaît sous le Dogger. Mais, à ces étirements près, le manteau est régulier et rien ne paraît autoriser à le découper transversalement.

II. — LE BORD OCCIDENTAL DES TERRAINS SECONDAIRES LEUR CONTACT AVEC LE MASSIF DES TROIS-SEIGNEURS

L'étude de la bordure méridionale du bassin de Tarascon vient de nous conduire jusqu'à la vallée de Miglos. Cette vallée recoupe, de l'amont vers l'aval, au NW des schistes houillers de la Zone axiale, les dolomies jurassiques d'Arquisat, puis une étroite bande de schistes liasiques, enfin le Lias inférieur calcaire de Château-Renaud. Ces formations traversent la vallée et, atteintes par un métamorphisme qui se révèle très inégal suivant les points considérés, recoupent la vallée du Siguer ; puis, en même temps que leur état marmoréen se généralise et s'accroît, elles se poursuivent dans la bande des calcaires marmoréens de Vicdessos.

Entre la vallée de Miglos et le Siguer, la série secondaire affleure largement au Sud du Bois de Naillan, depuis les pentes septentrionales du sommet 1522 (Signal de la Bouiche de Gestiés) jusqu'au Col de Camel (pl. VII, coupe 21) ;

toujours renversée sous la Zone axiale, elle est couchée à 45° vers le Nord sur les gneiss du Massif des Trois-Seigneurs, dont elle enveloppe régulièrement la terminaison orientale, se révélant ainsi sa couverture secondaire normale.

La disposition du revêtement posthercynien sur le Massif des Trois-Seigneurs n'est pas moins régulière sur la rive gauche du Vicdessos, où, après avoir tourné parallèlement au contour du socle ancien, les diverses bandes de terrains secondaires prennent, avec lui, la direction du NW.

Sur les pentes orientales de la montagne de Lapège, la coupe de la rive gauche du Vicdessos montre, en face de Capoulet, la série secondaire assez redressée, reposant régulièrement sur les gneiss et le granite du Massif des Trois-Seigneurs, suivant un contact qui plonge à 60° vers le SW. La série comporte, de la base au sommet :

le Lias inférieur : dolomies calcareuses et calcaires rubanés ;

le Lias moyen : calcaires marneux à Bélemnites et à Pectens, suivis de calcaires massifs ;

les dolomies jurassiques ;

les calcaires urgoniens.

La succession est la même dans le Bois de Calamas (pl. VII, coupe 23) et la coupe du vallon d'Alliat, en aval de Lagrangette, reproduit, à quelques détails près, celle du Vicdessos. Le Lias inférieur (calcaires compacts et calcaires dolomitiques parfois rubanés) repose sur le granite des Trois-Seigneurs et plonge au NE ; il est recouvert par les couches charmouthiennes¹, les dolomies jurassiques, les calcaires urgoniens, enfin par des marnes albiennes qui complètent ici la série à son sommet.

Au delà vers le NW, le contact du massif ancien et de sa couverture secondaire passe au Nord de la Fontaine du Galet et du Col de Lastris ; puis il redescend sur le versant de la Courbière.

Avant d'atteindre Gourbit, la série secondaire est affectée, au Nord des Bois du Gabec et du Dèbès, d'une légère ondulation anticlinale, grâce à laquelle crève, dans le profond vallon de Berduc, une boutonnière de granite ouverte à l'Ouest. Les pentes qui dominent le vallon montrent une bande continue de calcaires liasiques qui prolonge celle du Bois du Gabec. En face de la grange de Berduc, cette bande liasique tourne à l'Est ; puis, passée sur le versant nord du vallon, elle reprend, jusqu'aux abords de Gourbit, dans le sentier du Col du Pla-de-Faradu, sa première direction SE-NW. Les marnes et les calcaires charmouthiens¹, les schistes toarciens, les calcaires marneux de l'Aalénien, les dolomies jurassiques enfin épousent les contours du Lias inférieur et la superposition de celui-ci au granite, qui occupe tout le fond du vallon, se fait par l'intermédiaire d'une étroite bande discontinue de marnes et de schistes triasiques accompagnés de pointements d'ophite.

¹ M. Dubar donne (128, pp. 148 et 149) le détail de la succession du Charmouthien du vallon d'Alliat et des environs de Gourbit. Le Lias supérieur, qui ferait défaut à Lapège et à Lagrangette, serait représenté (128, p. 192) au Sud de Gourbit par des schistes toarciens et des bancs calcaréo-marneux de l'Aalénien.

Immédiatement au Sud de Gourbit, le Lias disparaît sous les alluvions, ainsi d'ailleurs que le Trias qui est encore représenté par un bel affleurement de marnes, de schistes rouges et d'ophite au confluent du vallon de Berduc et de la vallée du Sud de Gourbit. C'est ainsi que la dolomie jurassique forme, au-dessus de Gourbit, toutes les pentes occidentales du Bois de la Garrigue.

Traversons les alluvions glaciaires de la vallée de la Courbière ; nous trouvons sur la rive gauche de la rivière le prolongement des bandes régulières de terrains secondaires suivies depuis Capoulet, en bordure du granite des Trois-Seigneurs. Le contact du granite et du Secondaire suit à peu près le thalweg de la petite vallée qui aboutit dans la Courbière à Escales ; il est, au moins dans la partie basse de ce vallon, masqué par des alluvions glaciaires et des éboulis de pentes. On peut néanmoins déduire, aussi bien de l'allure des contours et de leur très nette inflexion vers l'aval à la traversée de la Courbière que des pendages des couches secondaires, que le granite des Trois-Seigneurs s'enfonce au NE sous une couverture régulière plongeant à 45° vers le NE.

La coupe que l'on peut relever sur la rive gauche de la Courbière (fig. 28, coupe 3), est, à ce sujet, fort caractéristique. On y rencontre, du SW au NE :

le granite des Trois-Seigneurs ;

un espace masqué par les alluvions et les éboulis à la base du vallon d'Escales ¹ ;

les brèches calcaires et les calcaires bleuâtres du Lias inférieur ;

le Lias moyen schisteux qui montre la même succession de couches fossilifères qu'au Sud de Gourbit, tandis que les schistes toarciens sont laminés ;

les dolomies noires du Jurassique moyen ;

les calcaires urgoniens qui affleurent en une bande discontinue ;

les schistes albiens, dans le vallon qui, au SE du sommet 1199, aboutit à la Courbière en face du moulin de Rabat.

Le Lias et les dolomies jurassiques plongent à 45° vers le NE ; plus haut les couches se redressent et les schistes albiens signalés sont à peu près verticaux.

On peut suivre les divers termes de cette coupe dans la direction du NW, où le contact du granite et du Secondaire passe au Col de Carloung, à la naissance du vallon d'Escales. Le sommet 1199, qui constitue dans la topographie l'accident le plus saillant, est formé par les dolomies jurassiques noires dont les plongements vers le NE sont encore très nets. Ces dolomies se poursuivent au NW, formant la crête qui prolonge dans cette direction le sommet 1.199 en passant par les Rochers de Canarilles, le Col de Planel, les localités de Rompet

¹ Ces dépôts masquent en particulier le Trias qui, dans le prolongement de celui de Gourbit, affleure plus haut dans le vallon d'Escales sous la maison Courtalou.

et de Carloung, pour atteindre enfin le ruisseau de Picharel¹ en face de Caillardé. Tout au long de cette crête, les dolomies noires et très pulvérulentes offrent les formes d'érosion les plus caractéristiques dont le Rocher de Carloung est un bel exemple. Au NE de cette bande de dolomies, les calcaires urgoniens et les schistes albiens, dont la coupe de la Courbière nous a révélé l'existence à l'Ouest de Rabat, disparaissent très rapidement, recouverts en discordance par les couches transgressives du Crétacé supérieur, suivant une disposition qui sera étudiée plus loin (p. 234). Les dolomies jurassiques du pic 1199 et de toute la bande de Carloung sont directement recouvertes sur leur bordure septentrionale par le Flysch très redressé.

Sous les dolomies du Jurassique moyen se poursuivent, en bordure du granite des Trois-Seigneurs, les assises liasiques et triasiques.

La bande de Lias schisteux est à peu près continue jusqu'au ruisseau de Picharel. Son passage est indiqué par une petite source au Col du Planel de Canarilles. Les mêmes schistes affleurent à une vingtaine de mètres au Sud de Rompet, puis, en contre-bas des dolomies, au SW de Carloung, où leurs plongements sont verticaux.

Les calcaires liasiques, par place lités, souvent oolithiques, forment aussi une bande continue que l'on peut suivre jusqu'à 200 ou 300 mètres au NW de Carloung dans le vallon qui descend vers le ruisseau de Picharel, où ils se redressent progressivement jusqu'à la verticale.

Enfin, la série secondaire de la couverture des Trois-Seigneurs montre à sa base des affleurements discontinus de Trias qui prolongent ceux de la rive droite de la Courbière. Je citerai un petit affleurement d'argiles bariolées du Keuper, avec quartz bipyramidés, dans le thalweg du vallon d'Escales sous la maison Courtalou. J'ai aussi découvert au SW de Carloung un pointement d'ophite, par l'intermédiaire duquel la série secondaire, complète à sa base et verticale, s'appuie contre le granite des Trois-Seigneurs, suivant un contact qui doit être, lui aussi, très redressé.

Une large bande de dolomie jurassique traverse seule, en face de Caillardé, le ruisseau de Picharel. La dolomie bute au Nord contre les grès cénomaniens verticaux ; tandis qu'en amont le contact du granite et de la série secondaire, à la base de laquelle le Lias semble bien être étiré, est masqué par des alluvions.

Plus loin vers le NW, le contact du granite des Trois-Seigneurs et de sa couverture secondaire franchit le ruisseau de Mèlès. Dans le thalweg le Lias est étiré et la dolomie jurassique s'appuie directement au SW contre le granite. Mais tout de suite, sur la rive gauche du ruisseau, apparaît une bande de marnes et

¹ Le ruisseau de Picharel, dont le nom n'est pas indiqué sur la Carte d'Etat-Major, est celui qui coule au NW de Carloung. La ferme de Caillardé, sur la rive gauche de ce ruisseau, se trouve sur le passage de la barre dolomitique de Carloung. Il est aussi question dans le présent paragraphe de ruisseaux plus occidentaux, eux aussi affluents de la rivière de Saurat, le ruisseau de Mèlès et le ruisseau de Ferrères ; ce dernier coule à l'Ouest de la localité de Besset.

de schistes triasiques qui jalonne le contact, toujours sans que le Lias soit représenté en arrière des dolomies (pl. VII, coupe 25). L'affleurement triasique se prolonge, au delà du sentier de Couillet, par une étroite bande d'ophite qui, elle aussi intercalée entre la dolomie jurassique au NE et le granite au SW, s'étire bientôt, avant d'atteindre le ruisseau de Ferrères.

Dans le profond vallon que suit le ruisseau de Ferrères, la dolomie jurassique, considérablement étirée, n'est plus représentée que par une étroite barre plongeant au Nord qui, vers l'aval, est recouverte en discordance par les schistes noirs et les grès du Crétacé supérieur. Son contact avec le granite des Trois-Seigneurs est masqué dans le thalweg.

Le Lias paraît encore étiré à la base de la série secondaire sur la rive gauche du vallon, où les schistes siluriens et le granite, appartenant au massif hercynien, se montrent immédiatement en arrière de la bande dolomitique. Par contre, cette dernière est maintenant accompagnée sur sa face nord-est de calcaires, sans doute urgoniens, qui affleurent au-dessus des fermes de Ferrères, au contact du Flysch. Plus loin, vers l'extrémité occidentale du bassin de Tarascon, la bande de terrains antécénomaniens que nous suivons redescend vers la route du Col de Port dans la direction de Goueytes ; mais, très vite, elle disparaît, recouverte par le Flysch transgressif qui, déjà dans le sentier des granges de Kringou, atteint les terrains primaires du Massif des Trois-Seigneurs (pl. VII, coupe 26).

Après avoir suivi la bordure occidentale du bassin de Tarascon, je ne puis y reconnaître partout qu'une succession régulière de terrains secondaires qui représentent le revêtement posthercynien du Massif des Trois-Seigneurs. Ces terrains secondaires sont en continuité avec toutes les couches de l'intérieur du bassin de Tarascon. Au Sud de Capoulet, elles enveloppent la terminaison périclinale vers l'Est du massif ancien. Plus au Nord, tout le long de leur contact avec les terrains cristallins et primaires, elles leur sont manifestement superposées. Tout au plus l'inclinaison du contact du Primaire et du Secondaire, qui partout ailleurs plonge au NE, atteint-il la verticale aux environs de Carloung et la couverture de terrains secondaires, par endroits étirée à sa base, est-elle accidentée d'une petite ondulation anticlinale, qui, affectant en même temps son substratum, explique la sinuosité des contours dans le vallon de Berduc, au SE de Gourbit.

III. — LE BORD SEPTENTRIONAL DES TERRAINS SECONDAIRES

Sur leur bordure septentrionale les terrains secondaires du bassin de Tarascon reposent sur deux massifs hercyniens indépendants : sur le Massif de l'Arize à l'Ouest d'Arnavé, sur le Massif du Saint-Barthélemy à l'Est de ce village. Je vais examiner successivement leur contact avec les deux massifs.

I. — LE CONTACT DES TERRAINS SECONDAIRES AVEC LE MASSIF DE L'ARIZE

1. — La bordure calcaire au Nord de Saurat ¹.

La petite ville de Saurat s'étend en longueur sur les alluvions glaciaires de la vallée qui descend du Col de Port. Au Nord s'alignent, sous les contreforts du Massif de l'Arize, toute une série de collines calcaires. Elles sont séparées par de profonds vallons subméridiens qui, descendant de l'Arize, viennent grossir le ruisseau de Larse, affluent de la rivière de Saurat. De l'Ouest à l'Est, les ruisseaux de la Coste, de Lifer, de Siech et ceux indiqués sur la figure 26 sous les désignations de R_1 , R_2 , R_3 et R_4 isolent, en autant de buttes témoins, le sommet 1004 et le rocher de Larse, le lambeau d'Artigues, celui de Siech, les petites buttes de Montjouï et de Pradarigoul, enfin deux témoins plus orientaux avec le Sommet de la Bouyche et le rocher couronné par les ruines de Montarguel.

La situation topographique très élevée de ces lambeaux calcaires par rapport aux schistes albiens qui affleurent, plus au Sud et bien en contre-bas, dans la vallée de Saurat comme dans celle du ruisseau de Larse, a beaucoup frappé les observateurs et elle est certainement à l'origine des interprétations compliquées que plusieurs auteurs ont cru pouvoir donner de la structure de la région.

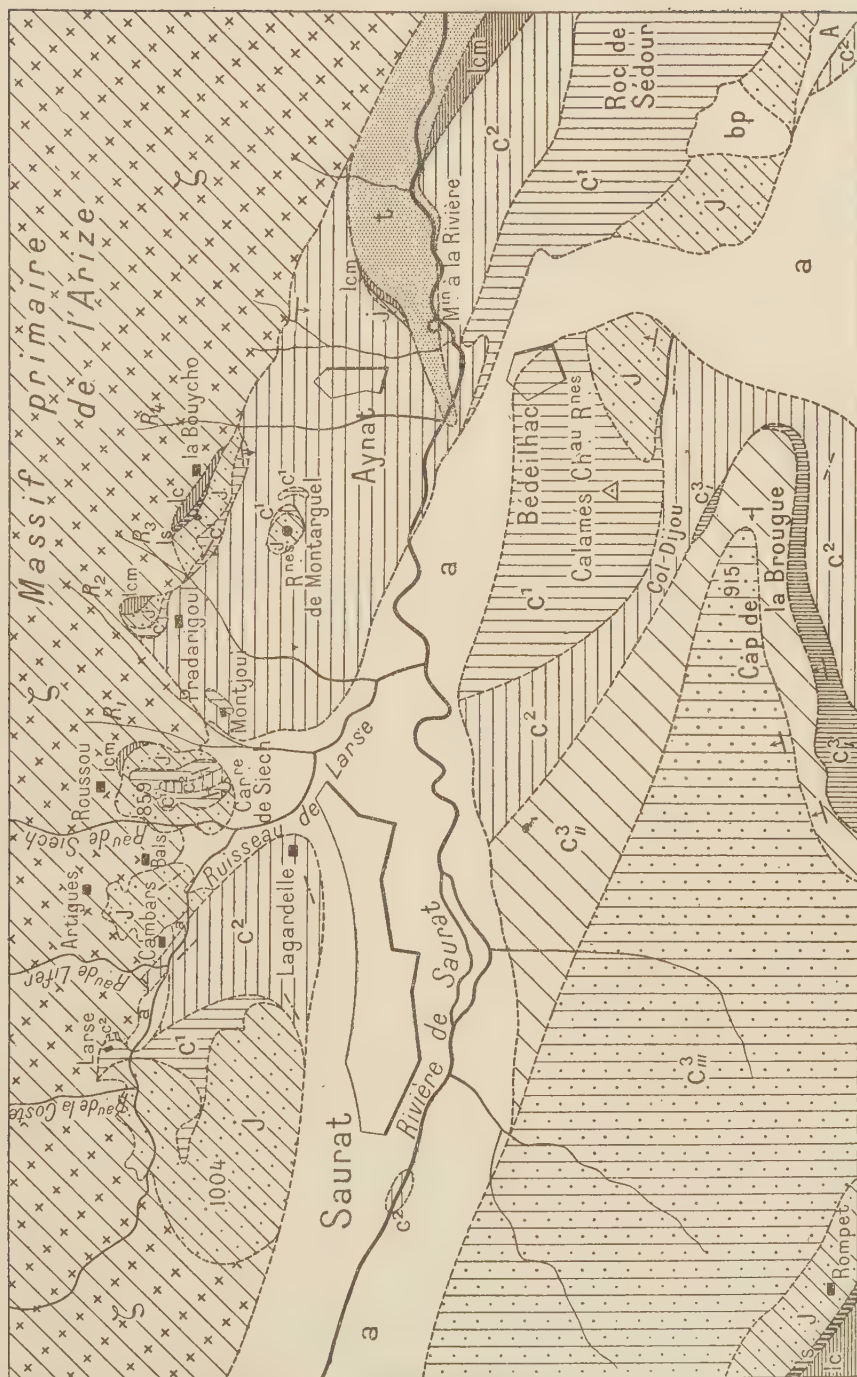
Pour Carez, les lambeaux calcaires du Nord de Saurat feraient bien partie de la couverture de l'Arize; mais il seraient charriés sur l'Albien, au même titre que le Roc de Sédour et que le Rocher de Calamés. Le découpage en plusieurs nappes est différent sur les cartes de M. Léon Bertrand, où les témoins calcaires les plus orientaux font partie de la même série que les schistes albiens d'Aynat, tandis que les autres sont représentés comme appartenant à une nappe supérieure; d'autre part, et c'est là la différence essentielle avec l'interprétation de Carez, les deux unités tectoniques distinguées par M. Léon Bertrand s'enfonceraient toutes deux vers le Nord sous les terrains cristallins du Massif de l'Arize.

Si j'ai rappelé ici la conception de Carez et celle de M. Léon Bertrand, c'est pour bien préciser que l'étude des lambeaux calcaires du Nord de Saurat pose

¹ La carte schématique de la figure 26 permettra de lire facilement le texte. Les noms de certaines localités que n'indique pas la Carte d'Etat-major y sont reportés, ainsi que ceux de plusieurs ruisseaux. J'y ai numéroté de R_1 à R_4 les ruisseaux qui ne portaient pas de nom sur le plan cadastral utilisé pour mes levés.

Fig. 26. — Carte géologique des environs de Saurat. — Echelle : 1/12.500.

g gneiss ; t Trias ; lc Lias inférieur calcaire ; lcm Lias calcaire métamorphique ; ls Lias moyen et supérieur schisteux ; j dolomies jurassiques ; c¹ calcaires urgoniens ; c² marnes albiennes ; c³₁ calcaires cénomaniens ; c³₁₁ marnes gris bleuté cénomaniennes ; c³_{III} grès et schistes cénomaniens ; a alluvions ; A éboulis ; bp brèches de pentes.



deux questions indépendantes : celle de leurs rapports avec les schistes albiens de la vallée de Saurat et celle de leurs relations structurales avec le Massif de l'Arize.

a) *Les rapports des affleurements calcaires avec les schistes albiens de la vallée de Saurat.*

Etudions chacun des affleurements, en commençant par le plus occidental.

Le sommet 1004 et le Rocher de Larse (fig. 27, coupe 1). — La montagne qui se dresse immédiatement au Nord de Saurat, correspond à un dôme de dolomies jurassiques dont le revêtement crétacé est très incomplètement conservé. Les calcaires urgoniens ne forment qu'une étroite bande discontinue sur la crête ; ils redescendent vers l'extrémité orientale du dôme et, de là, se poursuivent au Nord dans le Rocher de Larse, où ils sont pétris de sections de *Toucasia* et de Polypiers, tandis que vers le Sud ils s'étirent sur le versant méridional de la montagne 1004. Sur la rive droite du ruisseau de Larse, on voit les schistes albiens de Lagardelle tourner en direction parallèlement au contour du massif calcaire qu'ils enveloppent ; cette disposition et la parfaite concordance des schistes albiens, d'abord avec les calcaires urgoniens, puis, vers le Sud, ceux-ci étant étirés, avec les dolomies jurassiques, prouvent que le dôme 1004 s'ennoie très brusquement vers l'Est sous les schistes de Lagardelle.

Le sommet 1004 et le Rocher de Larse se situent sur le prolongement nord-ouest de l'Anticlinal du Rocher de Calamés et du Roc de Sédour. Ils sont séparés du Rocher de Calamés par un abaissement transverse du pli, occupé par des marnes albiennes et emprunté par la vallée que suit la rivière de Saurat. L'alignement anticlinal de ces trois montagnes calcaires sépare les schistes albiens de la plaine de Saurat, qui appartiennent au Synclinal de Surba¹, de ceux de Lagardelle et d'Aynat, qui sont disposés suivant un synclinal plus frontal que j'appellerai le *Synclinal d'Aynat*.

Si l'on remonte le ruisseau de Larse, on voit au Nord de la localité de Baux-de-Seilles, vers le confluent du ruisseau de Lifer et du ruisseau de Larse, le Synclinal d'Aynat se terminer au contact des gneiss du Massif de l'Arize avec une orientation oblique à la bordure de celui-ci. Les schistes albiens verticaux, dont un tout petit affleurement est conservé en contre-bas du Rocher de Larse, viennent directement contre les gneiss, avec étirement complet à leur base de toute la série secondaire calcaire. Celle-ci n'apparaît que plus à l'Est, où elle constitue, sur le flanc nord du Synclinal d'Aynat, toutes les buttes calcaires que nous allons maintenant examiner à l'Est du ruisseau de Lifer.

La butte d'Artigues (fig. 27, coupe 2). — Au Sud de la localité d'Artigues, l'érosion a respecté contre le Massif de l'Arize, entre le ruisseau de Lifer et le ruisseau de Siech, un placage de dolomies jurassiques. Celles-ci sont très redressées et s'enfoncent au Sud sous les schistes albiens. Le contact des dolomies et des schistes, suivant lequel les calcaires urgoniens sont totalement étirés, est

¹ Voir p. 225.

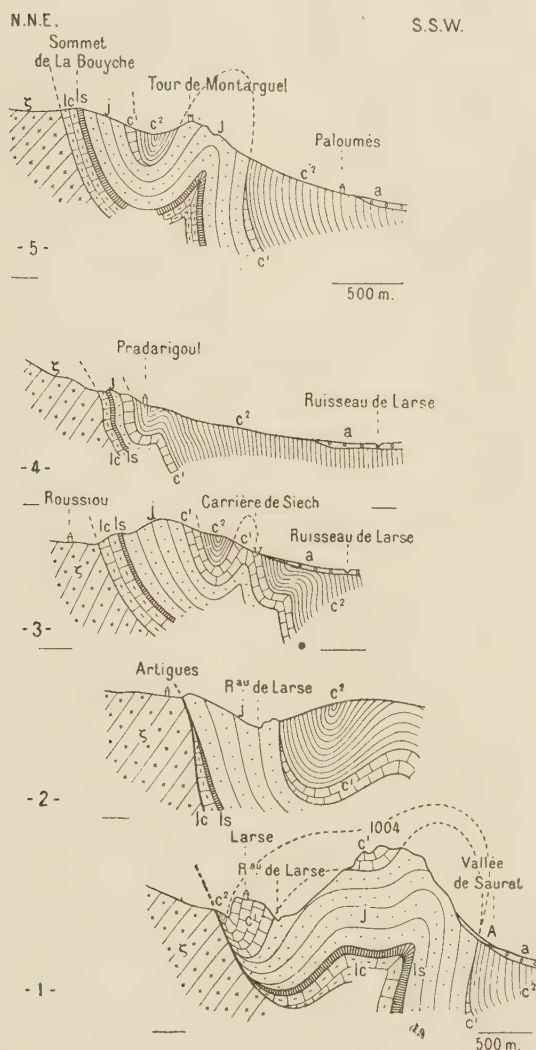


Fig. 27. — Cinq coupes séries de la bordure calcaire de l'Arize au Nord de Saurat.

Echelle : 1/20.000.

ζ gneiss du Massif de l'Arize; lc Lias inférieur calcaire; ls Lias moyen et supérieur schisteux; j dolomies jurassiques; c' calcaires urgo-aptiens; c² marnes albiennes; a alluvions.

visible en plusieurs points dans le vallon du ruisseau de Larse; les deux formations sont parfaitement concordantes.

Le lambeau de Siech (fig. 27, coupe 3). — Les calcaires urgoniens n'apparaissent que plus à l'Est dans un nouveau lambeau de terrains secondaires

qui s'appuie sur les gneiss de l'Arize, le lambeau de Siech. Il est limité à l'Ouest par le ruisseau de Siech et à l'Est par le ruisseau R_1 . La série secondaire, que le nouveau chemin de Roussiou permet d'analyser facilement, s'y montre plus complète qu'au Sud d'Artigues. Une langue de schistes albiens est conservée en hauteur presque jusqu'au sommet de la colline, vers la cote 859, dans un petit repli synclinal très aigu. Sous l'Albien, l'Aptien est représenté par une épaisse série de calcaires, gris foncé et marneux au sommet, plus clairs à la base. Les dolomies jurassiques reposent sur les gneiss de l'Arize par l'intermédiaire d'une bande discontinue de calcaires métamorphiques très fortement dipyrisés qui paraissent devoir être rattachés au Lias inférieur.

L'existence du petit affleurement de schistes albiens, conservé sur le lambeau de Siech dans un repli synclinal de la série secondaire, est fort intéressante. Quoique la continuité entre ces schistes et ceux du Synclinal d'Aynat soit masquée par les alluvions glaciaires de la vallée de Larse, elle n'en est pas moins absolument évidente, si bien que la disposition, qui vient d'être décrite, apporte la preuve de la superposition des schistes albiens du Synclinal d'Aynat aux lambeaux calcaires du Nord de Saurat.

Les buttes calcaires du Château de Montjoui et de Pradarigoul (fig. 27, coupe 4). — Mais poursuivons notre examen. A l'Est du ruisseau R_2 , les schistes albiens, très redressés, remontent au Nord jusqu'au delà de la ferme de Pradarigoul. Leur substratum n'est plus représenté que dans les affleurements calcaires du Château de Montjoui et du Nord de Pradarigoul. Le premier est formé par un ressaut très aigu des calcaires urgoniens qui percent leur couverture de schistes albiens. L'autre affleurement montre, au Nord de l'Albien de Pradarigoul, une bande subverticale qui s'appuie sur les gneiss de l'Arize et comporte, du Sud au Nord, une succession régulière de calcaires urgoniens, de dolomies jurassiques et de calcaires liasiques. Ces derniers sont très métamorphiques ¹.

Enfin, les deux derniers affleurements calcaires, dans la série que nous suivons depuis Larse, correspondent, à l'Est du ruisseau R_3 , entre R_3 et R_4 , au Sommet de la Bouyche et au rocher qui porte les ruines de la tour pentagonale de Montarguel.

Le Sommet de la Bouyche (fig. 27, coupe 5). — Il représente le prolongement oriental de la butte de Pradarigoul et montre une structure comparable. Une coupe méridienne y montre, du Nord au Sud :

les calcaires du Lias inférieur ;

¹ Peut-être l'état métamorphique des calcaires du Nord de Pradarigoul et de ceux du Sud de Roussiou doit-il être mis en relation avec l'existence possible d'ophite triasique à la base de la série secondaire, quoique je n'aie pu trouver aucun affleurement de cette roche. On sait, en effet, qu'à Arignac, comme à Arnave, M. A. Lacroix [173, p. 91] a invoqué l'action des ophites pour expliquer l'état métamorphique très accusé des calcaires du Lias et du Trias.

les calcaires roux du Lias moyen, dans lesquels j'ai trouvé en abondance des Térébratules et des Bélemnites ;
les dolomies noires du Jurassique moyen ;
les calcaires urgoniens.

Cette série, qui repose au Nord sur les gneiss de l'Arize, plonge nettement vers le Sud et, dans cette direction, les calcaires urgoniens s'enfoncent sous les schistes albiens. Ces derniers, *dans une situation synclinale très nette*, occupent le petit col situé entre le Sommet de la Bouyche et le Rocher des ruines de Montarguel.

Le Rocher des ruines de Montarguel (fig. 27, coupe 5). — Les ruines de la Tour de Montarguel sont portées par une masse rocheuse entièrement formée de dolomies noires et de brèches de dolomies à grains fins qui surgissent, en un pli anticlinal très aigu, au milieu des schistes albiens. La dolomie n'y est ceinturée d'une étroite bande de calcaires urgoniens que du côté de l'Est. L'anticlinal étant même légèrement déversé au Sud, la dolomie chevauche par place les schistes albiens très redressés qui montent à mi-pente sur le versant méridional de la colline. Je signalerai, enfin, qu'à l'Est du Rocher de la Tour de Montarguel le substratum de l'Albien réapparaît en une étroite lame de calcaires urgoniens entièrement isolés.

A l'Est du ruisseau R₄, dans les pentes qui surmontent le village d'Aynat, les calcaires secondaires, étirés à la base de la série, ne reparaissent plus et, momentanément, les schistes albiens s'appuient directement sur le massif ancien.

Formulant les conclusions de cet examen, nous pouvons répondre à la question posée au début.

En deux endroits au moins, nous avons montré la superposition effective des schistes albiens sur les calcaires. Le tout appartient à une seule série, dont le plissement très accusé explique aussi bien les nombreux étirements dont celle-ci est l'objet que la situation topographique, souvent très élevée, des calcaires urgoniens et des dolomies par rapport aux schistes albiens qui occupent surtout les dépressions.

Au Nord de l'anticlinal qu'indique l'alignement du Sommet 1004, du Rocher de Calamés et du Roc de Sédour, court, du NW au SE, le Synclinal d'Aynat dont l'axe est rempli de marnes albiennes. Le flanc nord de ce synclinal se relève au contact des gneiss de l'Arize et admet plusieurs ondulations obliques qui créent de petits synclinaux secondaires, eux-mêmes occupés par des marnes albiennes en continuité avec celles du synclinal principal.

L'étude de détail montre, sans ambiguïté, que les affleurements calcaires du Nord de Saurat ne sont pas superposés aux schistes albiens de la vallée, mais que tous correspondent à leur substratum.

L'hypothèse, émise par Carez, d'un chevauchement sur l'Albien de lambeaux de terrains plus anciens ne peut donc être soutenue.

b) *La série secondaire s'engage-t-elle au Nord sous le Massif de l'Arize ?*

Parcourons une seconde fois les collines du Nord de la vallée de Saurat, mais en nous attachant maintenant à l'examen du contact du Secondaire avec les gneiss de l'Arize.

Je renvoie de nouveau à la carte de la figure 26. Sa lecture met déjà en évidence, avec une grande netteté, l'avancée très marquée vers l'aval des contours du gneiss à la traversée de chaque petite vallée conséquente descendant de l'Arize.

Mais regardons de plus près. Le contact du gneiss et de la série secondaire est peu instructif à l'Ouest du hameau de Larse : les positions respectives de la dolomie jurassique et des gneiss s'y montrent à peu près symétriques par rapport au thalweg du ruisseau. De même, les observations sont peu concluantes en contre-bas des calcaires urgoniens verticaux du Rocher de Larse, au Nord duquel on trouve un petit affleurement de schistes albiens dont le contact avec les gneiss est masqué par le glaciaire.

Par contre, l'examen de la profonde entaille du ruisseau de Lifer est fort intéressant. On y voit les terrains cristallins s'avancer, à la faveur de l'érosion, jusqu'à quelques mètres à peine du confluent de ce ruisseau avec celui de Larse en face de la ferme de Baux-de-Seille. Les gneiss, lardés de filons de granulite, affleurent dans le lit du ruisseau de Lifer, bien en contre-bas des calcaires urgoniens de Larse et des dolomies jurassiques du lambeau d'Artigues. De plus, *la superposition effective des dolomies jurassiques aux gneiss* est visible dans le chemin de Camp-d'Arse à Bals.

On peut faire les mêmes constatations dans les vallons plus orientaux.

A l'Est du lambeau d'Artigues, le ravin du ruisseau de Siech montre une deuxième avancée du gneiss vers le Sud. Le gneiss affleure à Bals, alors que, de part et d'autre du ravin, les dolomies jurassiques montent suivant deux langues qui s'élèvent beaucoup plus haut que cette localité. A l'Est de la colline de Siech, dans les vallons des ruisseaux R_1 et R_2 , les terrains cristallins du Massif de l'Arize descendent, une fois encore, très bas sous les terrains secondaires, pour se perdre sous le glaciaire en face de Montjoui. Tout aussi caractéristique est l'allure des contours dans le ravin R_3 , où le gneiss s'infléchit au Sud entre la colline de Pradarigoul et le Sommet de la Bouche de Montarguel.

Toutes les observations que j'ai pu faire, en suivant la bordure des terrains secondaires au Nord de Saurat, sont parfaitement en accord. La superposition effective du Secondaire au massif hercynien à l'Ouest du lambeau d'Artigues, l'allure des contours dans chacun des ravins, où le gneiss descend toujours vers l'aval tandis que des langues calcaires montent dans les buttes, conduisent à rejeter l'hypothèse qui engage la série secondaire du Nord de Saurat sous le massif hercynien.

La série secondaire du Nord de Saurat est le revêtement posthercynien normal du Massif de l'Arize.

La couverture secondaire de l'Arize est découpée en lambeaux séparés par l'érosion. Elle est accidentée d'anticlinaux et de synclinaux de détail ; mais, dans l'ensemble, au Nord de l'ondulation synclinale qui suit le ruisseau de Larse, elle se relève sur le massif ancien. La série qui y est représentée, est parfois incomplète à sa base, du fait de glissements locaux de la couverture sur son substratum, mais, toujours, la succession se présente dans l'ordre normal et se termine vers le haut par les schistes albiens.

2. — Le gypse d'Arignac

Suivons, toujours vers l'Est, le bord septentrional des terrains secondaires le long de leur contact avec le Massif de l'Arize jusqu'à la vallée de l'Ariège.

Au Nord d'Aynat les schistes albiens atteignent les gneiss de l'Arize, au contact desquels il se relèvent. La base de la série secondaire est donc ici complètement étirée dans le flanc nord du Synclinal d'Aynat. Ce synclinal se poursuit dans la vallée suivie par le ruisseau de Saurat, qui descend vers Arignac au Nord du Roc de Sédour. Mais la structure, assez simple jusqu'ici, se complique, du fait de la sortie brutale d'une lame de Trias au Nord de Bèdeillac. L'affleurement triasique, dont l'extrémité orientale se trouve au milieu des schistes albiens du Synclinal d'Aynat, gagne vers l'Est le contact des gneiss de l'Arize et se poursuit, en bordure du massif ancien, au Nord de Ménac, jusqu'aux alluvions de l'Ariège qu'il atteint à l'Ouest du village d'Arignac.

L'affleurement de Trias du vallon d'Arignac est essentiellement constitué par une énorme masse de gypse exploité dans plusieurs carrières, où, sans stratification apparente, il est associé à des cargneules et à des calcaires à minéraux¹.

Le gypse d'Arignac a reçu dans les interprétations tectoniques de Carez et de M. Léon Bertrand des attributions à des unités tectoniques différentes². Il pose les deux mêmes problèmes de ses relations avec les schistes d'Aynat, d'une part, et avec les gneiss de l'Arize, d'autre part, que posaient tous les lambeaux calcaires du Nord de Saurat. Ce n'est pas dans la partie orientale de l'affleurement qu'il en faut chercher la solution. En effet, le vallon d'Arignac est en partie encombré par des dépôts glaciaires et par les éboulis du versant septentrional du Roc de Sédour. Les rapports du gypse avec les terrains voisins y sont, de ce fait, fort difficiles à saisir. Au Nord, le contact du gypse et du gneiss est souvent masqué. Il est sans doute subvertical ; en tout cas, on ne voit nulle part,

¹ Le gypse d'Arignac se présente dans des conditions géologiques identiques à celles du gisement d'Arnavé situé sur la rive droite de l'Ariège. M. A. Lacroix a pu y retrouver les mêmes phénomènes de métamorphisme que ceux dont il a fait une étude détaillée dans les carrières d'Arnavé.

² Pour Carez, le gypse d'Arignac repose bien sur le gneiss de l'Arize ; mais il appartient à une nappe indépendante de celle plus élevée qui comporte les schistes albiens d'Aynat et du Roc de Sédour. D'après les vues de M. Léon Bertrand, l'ordre de superposition serait inverse : le Trias d'Arignac, constituant une nappe passée par dessus le Roc de Sédour, s'enfoncerait au Nord sous le Massif de l'Arize.

dans les carrières d'Arignac, le Trias s'engage sous le Massif de l'Arize. Sur sa bordure méridionale, le gypse n'est séparé des schistes albiens du versant nord du Roc de Sédour que par une bande de calcaires qui coupent le sentier de Bédeillac à Arignac et peuvent être liasiques ou triasiques.

La terminaison occidentale de l'affleurement de Trias au Nord de Bédeillac mérite, par contre, un examen minutieux. A l'Ouest de Boucharolles, un ravin qui descend de l'Arize entaille encore le gypse immédiatement après les gneiss du massif ancien ; mais, tout de suite vers l'Ouest, la bande triasique s'infléchit au SW dans la direction du « Moulin à la Rivière » et s'écarte des gneiss dont elle est séparée par les schistes albiens d'Aynat. Sur la bordure méridionale du Trias, le contact de celui-ci et des schistes albiens, plongeant à 80° au Sud, s'écarte peu du thalweg. Le Trias passe sur la rive gauche de la rivière de Saurat en face du moulin et recoupe à nouveau la rivière, 250 mètres plus à l'Ouest, pour se terminer dans les schistes albiens, à quelques mètres à peine au-dessus du thalweg, au Nord de Bédeillac.

Le chemin de Bédeillac à Aynat permet de recouper la lame triasique tout près de sa terminaison. Le chemin descend d'abord au Nord de Bédeillac dans les calcaires urgoniens du flanc nord du Roc de Sédour ; puis il entame les schistes albiens qui succèdent régulièrement à ces calcaires et comme eux plongent de 80° vers le Sud. Ce n'est que dans le fond de la vallée, en face d'un four à plâtre, que le chemin atteint la lame triasique représentée par des cargneules, des calcaires chamois et des argiles dans lesquelles on trouve en abondance des cristaux de quartz bipyramidés. Le Trias est ici réduit à une bande très étroite complètement enveloppée par les schistes albiens (fig. 28, coupe 2). Ceux-ci sont masqués par des dépôts glaciaires sur le chemin d'Aynat ; mais ils affleurent, 100 mètres en amont du pont, dans le lit de la rivière. L'affleurement triasique se perd très vite à l'Ouest du chemin au milieu des schistes albiens qui ne forment plus au delà, entre les calcaires urgoniens au Sud et les gneiss de l'Arize au Nord, qu'une masse homogène à travers laquelle il n'est plus possible de reconnaître la moindre solution de continuité.

L'examen de la terminaison occidentale de l'affleurement triasique caractérise donc celui-ci comme une lame isoclinale surgissant brusquement au milieu des schistes albiens du Synclinal d'Aynat. D'ailleurs, un fait d'observation confirme cette opinion. J'ai pu remarquer que le Trias s'accompagnait sur sa bordure nord de lambeaux étirés et discontinus de calcaires liasiques et de dolomies jurassiques, c'est-à-dire des terrains qui représentent les flancs étirés de l'anticlinal dans l'axe duquel le Trias a été injecté. Peut-être de même, la bande calcaire signalée plus haut, qui débute au Sud de Boucharolles, se poursuit, sur la limite méridionale de l'affleurement triasique, au-dessus des carrières de gypse et va se perdre vers l'Est sous les éboulis du Roc de Sédour, doit-elle être considérée comme un témoin de la couverture originelle du Trias, ramené de la profondeur lors de la montée de celui-ci dans un anticlinal très aigu.

Ainsi, *le Trias d'Arignac s'enracine sous l'Albien d'Aynat*. Complétant à sa

base la série secondaire du Nord de Saurat, il correspond à une masse poussée verticalement au milieu des schistes albiens du Synclinal d'Aynat, à une sorte de pli diapir, d'accord avec la tectonique spéciale d'injection si fréquente lorsqu'il s'agit de Trias gypseux. A aucun titre on ne peut accepter les hypothèses, ci-dessus énoncées (p. 209), qui feraient du gypse d'Arignac une nappe indépendante de l'Albien.

Quant à la situation du Trias d'Arignac par rapport aux gneiss de l'Arize, devant l'absence de coupes démonstratives dans les carrières de gypse, nous invoquons la continuité entre les marnes albiennes situées au Sud de l'affleurement triasique et celles d'Aynat. Cette continuité ne laisse subsister aucun doute : le Trias, qui est à la base des marnes albiennes, repose avec elles sur les gneiss.

Le gypse d'Arignac s'engage, s'injecte peut-être, dans un repli anticlinal très aigu de la couverture secondaire du Massif de l'Arize.

3. — Le contact avec le gneiss de Bonpas sur la rive droite de l'Ariège

L'allure du contact à la traversée de la vallée de l'Ariège. — Sur la rive droite de l'Ariège, l'affleurement de gypse d'Arnavé se présente, en bordure du Massif de l'Arize, dans une situation tectonique analogue à celle du gypse d'Arignac ; mais, avant d'entreprendre son étude, il convient d'ouvrir ici une parenthèse relative à l'allure du contour du Massif de l'Arize à la traversée de la vallée de l'Ariège.

Carez a déjà insisté [98, p. 114] sur ce fait que, si les terrains du bassin secondaire de Tarascon s'enfonçaient au Nord sous les gneiss du Massif de l'Arize, le contact qui les sépare devrait s'infléchir au Nord dans toutes les dépressions. Or, à la traversée de la profonde vallée de l'Ariège, le gneiss s'avance au contraire vers le Sud, entre Arignac et Arnavé, avec le petit massif cristallin du Sud de Bonpas. L'allure des contours indique donc que les terrains secondaires de Tarascon se relèvent au Nord sur les gneiss de l'Arize. Dans le détail, parle aussi en faveur de cette disposition la situation d'un petit affleurement gneissique que l'érosion a mis à nu sous les alluvions glaciaires, au Sud d'Arignac, dans le lit de l'Ariège, vers son confluent avec le ruisseau de Saurat (pl. I). Le gneiss s'y montre dans l'axe même du Roc de Sédour et à plus de 500 mètres en contrebas ; avec cet affleurement la série du Sédour coiffe la terminaison occidentale du gneiss de Bonpas.

Les environs du Col de Basech. — Revenons à l'examen de la bordure des terrains secondaires. En remontant, au Nord de Tarascon, du fond de la vallée de l'Ariège jusqu'au Col de Basech qui donne accès vers Arnavé, on voit les schistes albiens du Bois de la Bessède venir s'appuyer directement contre les gneiss de Bonpas, suivant une disposition qui reproduit celle analysée à

Ayant. Le contact est subvertical et les couches albiennes qui, plus au Sud, plongent au Sud, se redressent au voisinage du gneiss. A l'approche du col, au dessus de la ferme de Rec-de-Sérou, quelques bancs calcaires (Lias ou Urgo-Aptien) s'intercalent suivant le contact des schistes et des gneiss (pl. VII, coupe 21). Au Col de Basech les calcaires forment une bande plus large ; dirigés E-W, ils plongent à 60° au Sud sous l'Albien, tandis que, vers le Nord, ils sont suivis par une étroite bande de calcaires roux, très métamorphiques, sans doute triasiques, qui reposent eux-mêmes sur les gneiss. La série secondaire est donc encore très incomplète au Col de Basech ; mais l'ordre de superposition est normal et les pendages caractéristiques. L'Albien repose sur le Massif de l'Arize par l'intermédiaire d'une bande calcaire discontinue et très étirée, celle-ci représentant en partie la base de la série secondaire.

Les calcaires métamorphiques de la Chapelle Saint-Paul et le gypse d'Arnave. — Les calcaires du Col de Basech se poursuivent vers l'Est sur le versant d'Arnave, dans la direction de la Chapelle Saint-Paul, où ils forment une petite butte dont la crête est suivie par le sentier d'Arnave. Dans ce sentier les calcaires sont accompagnés d'une petite bande d'ophite ; ils sont extrêmement métamorphiques et fortement dipyrisés. La bande calcaire représente certainement du Trias et du Lias ; mais, étant donné son état très marmoréen, on ne peut dire si elle comporte aussi du Jurassique moyen et de l'Urgonien.

Dans le prolongement oriental des couches de la Chapelle Saint-Paul se trouve au Nord du village d'Arnave, sur la rive droite de la rivière, un vaste affleurement de gypse dans lequel plusieurs carrières sont actuellement exploitées à ciel ouvert. L'anhydrite et le gypse y sont associés à des calcaires plus ou moins cristallins, très riches en minéraux ¹. Ces calcaires métamorphiques sont identiques à ceux de la Chapelle Saint-Paul.

De même qu'à Arignac, ce n'est pas dans les carrières de gypse d'Arnave, où la stratification est difficilement discernable, que nous chercherons à établir les rapports de l'affleurement triasique avec les gneiss de l'Arize. Examinons plutôt, sur la rive gauche de l'Arnave, la coupe que l'on peut relever soit en bordure des alluvions, soit à la hauteur de la Chapelle Saint-Paul.

¹ M. A. Lacroix [173, p. 90] a étudié en détail le gypse d'Arnave et les transformations métamorphiques des calcaires encaissants. Il attribue le métamorphisme à l'action de l'ophite qui, si elle n'affleure pas à Arnave, est à découvert dans le sentier de la Chapelle Saint-Paul. Trouvant dans le gypse et dans l'anhydrite les mêmes minéraux de métamorphisme que dans les calcaires, l'auteur pense que l'anhydrite provient de la sulfatation des calcaires.

On trouvera dans l'ouvrage de M. Lacroix une longue liste des roches métamorphisées d'Arnave. Elles y sont classées de la manière suivante :

- a) calcaires, anhydrites et gypses ne renfermant que de la pyrite comme élément étranger ;
- b) mêmes roches, enrichies de divers minéraux de métamorphisme (calcaires et gypses à amphibole, calcaires et gypses à clinoclases, calcaires à dipyre, calcaires à albite, calcaires à albite et à tourmaline, anhydrites et gypses à tourmaline) ;
- c) schistes micacés à amphibole et dipyre.

La coupe passant par la Chapelle Saint-Paul montre, du Nord au Sud :
les gneiss de l'Arize ;

des schistes primaires, sans doute siluriens, encore très métamorphiques au contact des gneiss et dans lesquels Roussel [275, p. 5] a cru pouvoir distinguer des schistes satinés de l'Ordovicien et des schistes carburés du Gothlandien ;

les calcaires secondaires métamorphiques de la Chapelle Saint-Paul, au milieu desquels pointe le petit affleurement d'ophite signalé plus haut ;

les schistes albiens, qui s'étendent au Sud jusqu'au Col d'Ussat et au Col de Martel.

Les schistes albiens, qui plongent à 60° au Sud, reposent en concordance parfaite sur les calcaires métamorphiques de la Chapelle Saint-Paul. Le plan de contact suivant lequel ceux-ci reposent à leur tour sur les schistes siluriens, plonge lui-même vers le Sud d'un même angle. Sur cette coupe la superposition de la série secondaire au Primaire est indiscutable. Quant aux schistes siluriens qui plongent au Sud, ils appartiennent au Massif de l'Arize. Affleurant en une large bande en bordure des alluvions du ruisseau d'Arnave, ils remontent vers l'Ouest jusqu'à mi-pente dans la direction du Col de Basech. Sur leur bord méridional les schistes siluriens s'enfoncent, soit directement sous les calcaires métamorphiques, soit sous des schistes albiens qui forment, en avant de ces derniers, un petit repli synclinal.

Pour conclure, je crois pouvoir être formel : *les calcaires de la Chapelle Saint-Paul et, par voie de continuité, les gypses d'Arnave reposent sur les terrains primaires du Massif de l'Arize. Ils représentent la base de la série secondaire, ici très incomplète, et supportent toute la masse des schistes albiens du Col de Martel et du Col d'Ussat.*

A Arnave, comme au Nord de Saurat et comme à Arignac, les terrains secondaires du bassin de Tarascon reposent sur le Massif de l'Arize.

Au SE d'Arnave, les gneiss sur lesquels s'appuient les terrains secondaires n'appartiennent plus au Massif de l'Arize, mais à celui du Saint-Barthélemy. Celui-ci, situé dans le prolongement oriental du Massif de l'Arize qu'il relaie en quelque sorte dans la constitution du cadre hercynien du bassin secondaire de Tarascon, en est séparé par l'accident transversal de Croquier. L'accident de Croquier, remarquablement mis en évidence sur la Feuille de Foix par la terminaison brusque des bandes de terrains primaires du Saint-Barthélemy, coupées par la limite orientale du granite de Mercus (Massif de l'Arize), correspond à une faille verticale, sans doute accompagnée d'un décrochement horizontal entre les deux massifs hercyniens.

II. — LE CONTACT DES TERRAINS SECONDAIRES AVEC LE MASSIF DU SAINT-BARTHÉLEMY

Les calcaires métamorphiques au Sud d'Arnavé. Les pointements de gneiss du SE du Col d'Ussat. — Suivons maintenant, sur la bordure nord-est du bassin de Tarascon, le contact des terrains secondaires avec le Massif du Saint-Barthélemy.

Au moulin d'Arnavé affleurent des cargneules, des calcaires métamorphiques et des argiles gypsifères qui prolongent les couches des carrières du Nord du village. Le gypse disparaît rapidement vers le Sud ; mais les calcaires se poursuivent dans cette direction, en contre-bas de la colline du Château du Castelet. La route d'Arnavé à Cazenave recoupe, au premier tournant avant le château, la bande calcaire qui comporte, à la base, des calcaires jaunes¹ et des cargneules, au sommet, des calcaires bréchoïdes. Les calcaires plongent vers le SW et reposent sur les gneiss du Saint-Barthélemy, ainsi que le prouve une observation de M. A. Lacroix qui a trouvé des galets gneissiques dans les premières couches calcaires. Vers l'Ouest les calcaires métamorphiques s'enfoncent sous les schistes albiens². Déjà, sur cette coupe nous est révélée la disposition suivante : *le Secondaire repose sur les gneiss du Saint-Barthélemy.*

Continuons notre examen vers le SE. En face du premier tournant de la route de Cazenave aboutissent deux profonds vallons. Le premier, qui est orienté NW-SE, marque à peu près la limite des calcaires métamorphiques à l'Ouest et des gneiss à l'Est. Le vallon occidental, de direction méridienne, remonte vers le Sud jusqu'à une petite cascade située sous la cote 758 à la base des hautes murailles calcaires du Bois de Lujat ; le contact des calcaires métamorphiques et des schistes albiens s'écarte peu de son thalweg. Les collines situées entre ces deux grands vallons sont constituées par les mêmes calcaires que ceux que nous a montrés la coupe de la route. Ces calcaires sont, ici encore, très métamorphiques et leur âge ne saurait être indiqué d'une manière rigoureuse. En continuité avec la bande d'Arnavé, ils représentent la base de la couverture secondaire du Saint-Barthélemy. On voit très nettement les calcaires se relever sur les gneiss du massif primaire, vers leur bordure orientale où ils plongent au SW.

Le substratum cristallin crève, d'ailleurs, lui-même à travers sa couverture

¹ Ces calcaires présentent les mêmes associations de minéraux de métamorphisme que ceux des carrières d'Arnavé.

² Au Sud d'Arnavé, tandis que les schistes albiens atteignent les alluvions, la Feuille de Foix indique, en bordure de celles-ci, un affleurement assez étendu de schistes primaires qui seraient intercalés entre l'Albien et la bande calcaire de la Chapelle Saint-Paul et de la route de Cazenave. Je n'ai, pour ma part, jamais trouvé de schistes primaires qu'au Nord des calcaires de la Chapelle Saint-Paul, alors que vers le Sud ces calcaires s'enfoncent directement sous les schistes albiens.

posthercynienne de calcaires métamorphiques. Un assez vaste affleurement de gneiss est recoupé par le sentier qui monte vers la cote 758 ; il forme, en particulier, le rocher qui surplombe vers l'Est le vallon de la cascade et sous lequel passe le sentier du Col d'Ussat. Le gneiss, certainement en continuité profonde avec celui du Saint-Barthélemy, surgit brusquement sous les calcaires métamorphiques qui l'enveloppent presque complètement, sauf cependant vers l'Ouest, où le gneiss bute directement contre les schistes albiens verticaux. Un autre pointement de gneiss, bien plus petit, affleure au milieu des calcaires à l'Est du précédent. La réapparition du socle hercynien dans une situation aussi basse, sous les hautes murailles calcaires du Bois de Lujat, nous fournit une indication précieuse.

Vers le Sud, dans le prolongement des calcaires métamorphiques que nous venons de suivre depuis la Chapelle Saint-Paul en une bande dont la continuité, pourtant certaine, est localement masquée par les alluvions d'Arnavé, se dressent les hautes crêtes calcaires du Bois de Lujat. Celles-ci, qui s'alignent en deux bandes séparées par le petit synclinal albien du Col de Faboscur, sont constituées par des calcaires urgoniens. Les calcaires présentent dans les deux bandes un faciès tout différent.

La barre qui forme le splendide mur à l'Ouest du Col de Faboscur est formée de calcaires urgoniens pétris de sections de *Toucasia*. Au Nord, dans la forêt, ses relations avec les calcaires métamorphiques, auxquels elle est certainement superposée, sont difficiles à établir. Cependant, une indentation que les calcaires urgoniens envoient vers le Nord dans les schistes albiens s'enracine sous ceux-ci et enracine en même temps toute la bande.

La barre calcaire orientale du Bois de Lujat est, au contraire, profondément métamorphisée. C'est elle que M. Léon Bertrand a appelée la « bande des calcaires marmoréens ».

La bande des calcaires marmoréens. — Cette bande forme, au SW de la vallée de Senconac, les contreforts de la montagne de Lujat ; elle se poursuit vers le SE, en bordure du Massif du Saint-Barthélemy, au delà du Pas de Toulza et, par le Rocher de Quié, se met en continuité avec la bande de calcaires métamorphiques que nous avons déjà examinée (p. 189) en dehors du bassin de Tarascon. Cette bande est formée de calcaires souvent très marmoréens et il est probable que ceux-ci appartiennent surtout au Crétacé inférieur. En effet, à son extrémité nord, où elle se termine en hauteur sur les calcaires métamorphiques du Sud d'Arnavé, sans doute en les chevauchant vers le NW, on voit à sa base des lambeaux très étirés de dolomies jurassiques et de calcaires lités. Par leur intermédiaire elle repose sur les calcaires métamorphiques qui, eux, paraissent ne représenter que le Lias et le Trias. Il semble ainsi que, par place, la base de la série secondaire soit en partie étirée en bordure du Massif du Saint-Barthélemy et ne soit pas représentée dans la bande marmoréenne. Par contre, à l'Est du Pas de Toulza, celle-ci nous apparaît comme un repli synclinal dans lequel toute la série secondaire, jusqu'à l'Aptien inclus, est conservée.

La situation de la bande des calcaires marmoréens, entre les gneiss du Saint-Barthélemy au NE et les terrains non métamorphiques du bassin de Tarascon au SW, pose le double problème des relations de ces calcaires avec le massif primaire, d'une part, et avec les terrains secondaires, de l'autre.

a) *Les calcaires marmoréens sont-ils indépendants de la série secondaire de Tarascon ?* — La barre des calcaires marmoréens (cote 1421, Aiguille de Soulobrié) n'est pas indépendante de la falaise urgonienne méridionale du Quié de Lujat (cotes 1488 et 1082). Les deux se rejoignent, sans la coupure de marnes albiennes qu'indique la Feuille de Foix à l'Ouest des granges de Miquel. La continuité dans les calcaires est absolue et les marnes albiennes de Lujat se terminent en hauteur, pincées dans un vaste synclinal qui se surélève vers le SE. La barre des calcaires marmoréens représente le flanc nord de ce synclinal ; elle surgit, au NE des marnes albiennes verticales de Lujat, de la même manière que pointe brusquement, au milieu des marnes, la barre urgonienne dirigée N-S que l'on trouve à l'Ouest du Col de Faboscur. Que la barre marmoréenne soit par place légèrement déversée à l'Ouest ou au SW et qu'elle chevauche localement les marnes albiennes, ce n'est là qu'un petit accident de contre-poussée. La barre calcaire s'est trouvée gênée dans son mouvement par la résistance du Saint-Barthélemy et elle a alors légèrement reflué vers l'arrière. L'argument de continuité n'en reste pas moins décisif.

Une fois les deux barres calcaires de la montagne de Lujat réunies au NW de la Chapelle de Sourdeigne, l'ensemble se prolonge vers le SE et nous savons déjà, d'après notre étude de la bordure méridionale des terrains secondaires de Tarascon (p. 195), qu'à l'Est de Verdun il n'y a pas lieu, non plus, d'interrompre la continuité entre le Quié de Lujat (1488), le sommet 1156 et le Rocher de Quié (1238).

La bande des calcaires marmoréens fait partie de la série de Tarascon.

b) *Les calcaires marmoréens s'engagent-ils sous le Massif du Saint-Barthélemy ?* — Le contact des calcaires marmoréens et des gneiss du Saint-Barthélemy est presque partout masqué, entre Cazenave et Caychax, par l'énorme accumulation de dépôts fluvio-glaciaires qui encombrant la vallée morte de Senconac, dont il suit à peu près le thalweg.

La disposition est fort peu caractéristique. On voit s'élever, dans une situation symétrique par rapport à la vallée, la barre calcaire au SW, les gneiss au NE. L'examen des pendages est tout aussi décevant ; ils sont difficiles à observer dans les calcaires marmoréens très massifs, mais se montrent toujours très voisins de la verticale. Si, par place, la barre calcaire peut être légèrement déversée au SE, le plongement est inverse en bien des points ; c'est ainsi qu'à l'Ouest de Cazenave les couches calcaires plongent à 60° vers le SW. En tout cas, il est certain que, dans l'ensemble, le contact du Secondaire et du Cristallin ne doit pas s'éloigner beaucoup de la verticale. Nulle part on ne voit les calcaires métamorphiques s'engager sous les gneiss. Par contre, la superpo-

sition des calcaires aux gneiss peut parfaitement s'observer entre Arniguel et Senconac, au Nord du sommet 1156, dans le fond de la vallée.

D'ailleurs, la présence à la base des calcaires marmoréens, en bordure des alluvions, d'affleurements discontinus de dolomies jurassiques indique bien que les calcaires crétacés se relèvent sur le massif ancien, pour montrer sous eux, en bordure de celui-ci, les termes inférieurs de la série secondaire. Ces couches de base, généralement masquées par les alluvions, ailleurs étirées, peuvent même échapper à l'observation, le métamorphisme les ayant transformées au point de rendre leur diagnose impossible. Elles sont cependant très bien caractérisées par endroits. L'abbé Ponech [244] et Carez [98, p. 113] avaient déjà signalé des pointements de dolomie jurassique entre les calcaires marmoréens et les gneiss de l'Arize à l'Ouest de Cazenave. J'ai moi-même trouvé, en contre-bas de la barre calcaire du Bois de Lujat, un bel affleurement de dolomies jurassiques noires¹, qui disparaît très vite vers le NE sous les éboulis et les alluvions, mais que l'on peut suivre néanmoins sur près de 300 mètres au NW de l'Aiguille de Soulombrié. Au Pas de Soulombrié les dolomies se perdent sous les alluvions ; mais au Nord de Verdun, 1.500 mètres plus loin vers le SE, à la sortie amont du Pas de Toulza, un nouvel affleurement de dolomies se situe, toujours contre les calcaires métamorphiques, dans le prolongement du précédent. Je n'ai pas reconnu de dolomies jurassiques à l'Est du Pas de Toulza, où, en s'éloignant du bassin de Tarascon, on voit le métamorphisme de la bande marmoréenne s'accroître au point d'y rendre illusoire toute distinction d'étages.

Ainsi, deux observations majeures, la disparition des gneiss sous les calcaires à Senconac et le retour de la dolomie jurassique en avant des calcaires urgoniens de l'Aiguille de Soulombrié, nous permettent de conclure. *Dans l'ensemble, entre Cazenave et Caychax, les calcaires marmoréens reposent sur les gneiss du Saint-Barthélemy suivant un contact qui, masqué presque tout au long, est certainement très voisin de la verticale et peut même, par place, être exceptionnellement renversé au Sud.*

II. — LES PLIS PROPRES DE LA SÉRIE SECONDAIRE DE TARASCON

I. — LA STRUCTURE DE LA COUVERTURE ANTÉCÉNOMANIENNE

Nous venons d'étudier la périphérie du bassin de Tarascon. Partout les terrains secondaires reposent sur les massifs hereyniens du pourtour, Zone primaire axiale, Trois-Seigneurs, Arize et Saint-Barthélemy, qui ont tous la même position profonde. Le bassin de Tarascon se présente ainsi, tout simplement, comme un synclinal complexe rempli par la couverture secondaire pincée entre les quatre massifs encaissants. Le manteau de terrains secondaires est continu ;

¹ La Feuille de Foix indique, sur l'emplacement de cette bande de dolomies jurassiques, un affleurement de schistes albiens métamorphiques dont je n'ai trouvé aucun indice sur le terrain.

mais, violemment serré, il a dû se conformer aux actions de son cadre aussi bien qu'à celles de son substratum. Il convient maintenant d'analyser en détail les plis et les accidents qui l'affectent. Plusieurs de ces plis nous sont déjà connus ; l'étude qui suit les situera dans l'ensemble du bassin.

Les synclinaux sont le plus souvent tracés par des affleurements de schistes albiens ; les anticlinaux par les terrains secondaires plus anciens, notamment par des calcaires urgoniens, par de la dolomie jurassique et des calcaires liasiques, plus rarement par du Trias gypseux dont la position est souvent singulière et fait penser à des injections de ce terrain dans les couches plus élevées.

Au total nous pourrions distinguer, du Sud au Nord ;

- 1° l'Anticlinal de Courtiels ;
- 2° le Synclinal de Lujat, de Niaux et de Génat ;
- 3° l'Anticlinal des Bains-d'Ussat et du Bois de la Garrigue ;
- 4° le Synclinal d'Ussat et de Quié ;
- 5° l'Anticlinal de la Bessède ;
- 6° le Synclinal de Surba ;
- 7° l'Anticlinal du Roc de Sédour et du Rocher de Calamés ;
- 8° le Synclinal d'Aynat.

Nous allons analyser successivement ces divers plis.

1. — L'Anticlinal de Courtiels.

J'ai déjà signalé (p. 195) l'ondulation anticlinale qui affecte les terrains secondaires à la base des escarpements des Rochers de Lujat, au Nord de Courtiels. Ainsi que l'a d'ailleurs, depuis longtemps, écrit l'abbé Pouech (244), un pli en genou double le Lias, le Dogger et l'Aptien. Au NW de Courtiels une charnière anticlinale de dolomies jurassiques s'enfonce sous les calcaires urgoniens. Le même pli, ou peut-être un ressaut plus méridional, est encore indiqué sur la rive gauche de l'Ariège par un cœur de dolomies jurassiques qui disparaît au NW sous l'Urgonien. Sans doute, épousant la faible convexité vers le Nord de la limite de la Zone axiale, l'Anticlinal de Courtiels se poursuit-il dans le massif de la Pique de Baychon, vers la cote 1275, pour tourner ensuite au SW, parallèlement à tous les accidents du massif, dans la direction des maisons de Baychon ; mais, dans cette dernière partie de son trajet, le pli affecte des terrains qui deviennent rapidement très métamorphiques et qui, de ce fait, sont difficiles à identifier.

2. — Le Synclinal de Lujat, de Niaux et de Génat.

Les marnes albiennes de Lujat ¹ sont disposées suivant l'axe d'un profond synclinal dont le flanc méridional est représenté par les calcaires des escarpements

¹ Les marnes schisteuses noires ou grises de Lujat et d'Ornolac, comme celles du Col d'Ussat, ont fourni *Parahoplites Milletianus*. Elles appartiennent donc en partie à l'Aptien supérieur ; mais sans doute l'Albien est-il aussi représenté à leur partie supérieure et, cette remarque faite, nous continuons à employer les termes de marnes albiennes ou de schistes albiens pour désigner la puissante série schisteuse qui surmonte les calcaires à faciès urgonien.

des Rochers de Lujat et dont le flanc nord est constitué par la bande marmoréenne de l'Aiguille de Soulobrié (pl. VII, coupe 20). Le pli, très aigu, est à peu près symétrique, ainsi que le montre la coupe qu'en donne, vers Barry, la vallée de l'Ariège. Les marnes albiennes qui le remplissent occupent, suivant son axe, une dépression entre les crêtes de calcaires urgoniens ; mais elles sont très redressées et se relèvent au contact des calcaires. Le synclinal admet, au Nord de l'église ruinée de Lujat, une digitation qui s'insinue vers le Nord jusqu'au delà du Col de Faboscur entre les deux crêtes calcaires du Bois de Lujat. A l'Est du col, des calcaires marmoréens, par endroits déversés au SW ou à l'Ouest, chevauchent en certains points les marnes albiennes de ce petit synclinal secondaire. La crête occidentale correspond à un pli anticlinal très aigu des calcaires urgoniens ; ce pli transverse paraît déjà amorcé dans le flanc méridional du Synclinal de Lujat par l'inflexion assez nette des contours dans le ravin à l'Ouest de la cote 1082.

Vers l'Est, les marnes albiennes du Synclinal de Lujat se perdent en hauteur sur les calcaires urgoniens, ceux des Rochers du Quié de Lujat se reliant à la bande métamorphique de l'Aiguille de Soulobrié au-dessus de la Chapelle de Sourdeign. Au delà vers l'Est, la disposition synclinale est conservée dans toute la bande marmoréenne de Lordat et de Caussou, au Sud du Massif du Saint-Barthélemy.

Les marnes albiennes de Lujat, après s'être réunies dans la région d'Ornolac avec celles du Synclinal d'Ussat, par suite de l'ennoyage vers l'Est de l'Anticlinal des Bains-d'Ussat, disparaissent au-dessus de Barry sous un large cône de déjection et sous les alluvions de l'Ariège.

Sur la rive gauche de l'Ariège, les calcaires urgoniens se relèvent très brusquement vers l'Ouest et, dans cette direction, on ne trouve plus de marnes albiennes que dans le vallon d'Arbiech, au-dessus des escarpements calcaires qui dominent le pont d'Ussat (pl. VII, coupe 21). Le vallon d'Arbiech, qui redescend à la vallée du Vicdessos en face de Niaux, est orienté NE — SW. Il est suivi en direction, entre les calcaires urgoniens du massif du Cap de la Lesse, au Nord, et ceux du massif de la Pique de Baychon, au Sud, par les marnes albiennes verticales. La direction du synclinal est, dans le vallon d'Arbiech, sensiblement parallèle à celle du front de la Zone axiale entre Larnat et Miglos.

Aux abords de Niaux les affleurements crétacés sont interrompus par les alluvions de la vallée de Vicdessos qui s'étagent en deux belles terrasses. Le synclinal que nous suivons tourne à 90° dans la direction du NW, où il est indiqué, dans le vallon d'Alliat, par le petit témoin des schistes albiens qui, plaqués contre les calcaires urgoniens du Bois de Calamas, affleurent à l'Ouest d'Alliat. Les schistes albiens, conservés au-dessus des éboulis et du glaciaire, sont verticaux et concordants avec les calcaires urgoniens, toutes les directions étant SE — NW. Le versant septentrional du vallon d'Alliat, où les travaux du nouveau chemin de Génat ont largement décapé la roche, montre une paroi de calcaires urgoniens verticaux et dirigés au NW. Sauf dans un étroit couloir, encombré de glaciaire, qui, large d'une trentaine de mètres, suit le thalweg d'un

petit ravin situé à l'Ouest de Génat, la paroi calcaire est continue. Les calcaires urgoniens sont d'ailleurs parfaitement concordants de part et d'autre du ravin où leur interruption vient d'être signalée. Au delà vers le Nord, par suite d'un nouvel abaissement d'axe, les schistes albiens, toujours verticaux, réapparaissent sous les maisons les plus septentrionales de Génat, pour s'étaler largement sur le plateau qui s'étend au Nord du village, entre les calcaires urgoniens du Bois du Débés, à l'Ouest, et ceux qui, jusqu'aux escarpements de Sabart, bordent le Vicdessos, à l'Est. La discontinuité tectonique indiquée à Génat par la Feuille de Foix n'existe pas. La série secondaire, qui vers l'Est repose sur le Massif des Trois-Seigneurs, est continue jusqu'au Vicdessos ; elle comporte à son sommet, au-dessus des calcaires urgoniens du Bois du Débés et des rives du Vicdessos, les schistes albiens du plateau de Génat. Ces derniers disparaissent définitivement en hauteur vers le Nord au-dessus de la crête urgonienne du Signal 1284 et du Bois de la Garrigue, par surélévation d'axe du pli.

Le synclinal que nous venons de suivre par Lujat, Niaux et Génat, se présente donc comme un repli très aigu admettant des surélévations et des abaissements transverses à son axe. Sa direction générale appelle une remarque ; elle change suivant que l'on considère trois tronçons du pli. De Lujat à Barry, le pli est dirigé au NW ; il tourne au SW dans le vallon d'Arbiech. Dans ces deux premiers tronçons l'axe du synclinal reste parallèle au front de la Zone axiale. Mais vers Niaux nous approchons du Massif des Trois-Seigneurs et, brusquement, le pli tourne à nouveau au NW, pour s'orienter parallèlement à la limite de ce massif. La direction NW est constante dans le plateau de Génat. Cette disposition s'accorde parfaitement avec la notion d'un manteau continu dans lequel se manifestent les actions du cadre ; au voisinage des massifs résistants qu'ils recouvrent, les terrains secondaires s'orientent parallèlement à la bordure de ces massifs ¹.

3. L'Anticlinal des Bains-d'Ussat et du Bois de la Garrigue.

La voûte urgonienne des Bains-d'Ussat indique un anticlinal plus septentrional qui s'ennoie brusquement vers l'Est sous les schistes albiens d'Ornolac, pour reparaître peut-être, après avoir tourné au Nord, dans la crête méridienne de calcaires urgoniens qui émerge des marnes albiennes du Bois de Lujat et vient jusqu'à la cote 758. La voûte des Bains-d'Ussat est très aiguë et légèrement dissymétrique, la retombée nord des calcaires, en arrière des schistes albiens du Synclinal d'Ussat, étant verticale. Le pli traverse l'Ariège et se poursuit au NW où, à l'entrée de la vallée du Vicdessos entre Sabart et Alliat, les dolomies jurassiques apparaissent sous l'Urgonien en face de la Forge du Saut d'el Teil. Au delà du Vicdessos, le pli affecte le plateau calcaire du Sud de Quié,

¹ On ne comprendrait pas, par contre, le changement de direction du pli à Niaux, imposé par la résistance du Massif des Trois-Seigneurs, si les discontinuités tectoniques qu'indique la Feuille de Foix existaient réellement.

et sans doute, son axe se surélevant brusquement, se poursuit-il à l'Ouest de la cote 907 par l'accident du Bois de la Garrigue (pl. VII, coupe 23).

En effet, dans les pentes du Bois de la Garrigue, sous la crête urgonienne qui, dominant la vallée de la Courbière, court à l'Ouest de Quié par les cotes 907, 1196, le Col de Très Courtals et le Signal 1284, affleurent sur une longueur de 2 kilomètres, dans des conditions assez inattendues, des sédiments triasiques, de l'ophite et un assez vaste pointement de schistes primaires signalés depuis 1868 par Mussy [235].

Contrairement aux interprétations qu'en ont donné Carez et M. L. Bertrand, l'accident du Bois de la Garrigue m'apparaît comme un anticlinal très aigu, cassé et couché au Nord.

Examinons en détail les affleurements de terrains triasiques et primaires, en les suivant de l'Est à l'Ouest. A l'extrémité orientale de l'accident, les argiles bariolées du Keuper s'enfoncent vers l'Est sous les calcaires urgoniens du Rocher de Quié, immédiatement après le petit col de la cote 907 où passe le sentier de Génat à Banat. Au delà, on ne trouve pas la moindre solution de continuité, à travers la masse calcaire. Aucun accident n'est, non plus, visible le long du contact des calcaires urgoniens et des schistes albiens qui les suivent vers le Nord. Tandis que de vastes éboulis masquent au SE de Balière la limite septentrionale de l'affleurement triasique, les calcaires urgoniens du Rocher de Quié, légèrement déversés au Nord, sont parfaitement concordants avec les schistes albiens, aussi bien dans le ravin que suit le sentier de Quié, qu'au SE de Quié, où le contact des calcaires avec les mêmes schistes redevient vertical, après avoir tourné au SE. La terminaison orientale de l'affleurement triasique met donc en évidence la disposition anticlinale de celui-ci. Certes, l'anticlinal est très aigu. Ses flancs, qui sont considérablement étirés, ne montrent, en effet, ni les dolomies jurassiques, ni les couches du Lias; les calcaires urgoniens font même défaut dans le flanc nord de l'anticlinal au Sud de Balière, où le Trias se montre au contact de l'Albien. Le Trias n'en est pas moins enraciné à la base de la série secondaire. Ici encore, il s'est injecté dans un anticlinal très aigu.

Au Sud de Balière, les argiles bariolées s'accompagnent d'affleurements de gypse, en même temps que l'on trouve déjà sur le sol de nombreux blocs d'ophite. En suivant vers l'Ouest, toujours en contre-bas de la crête urgonienne, la bande triasique à travers bois, on peut, quoique gêné par la végétation, faire des observations très intéressantes. Tout de suite à l'Ouest de Balière, une barre de calcaires urgoniens, qui prend rapidement une certaine épaisseur, s'intercale, sur la bordure nord du Trias, entre celui-ci et les schistes albiens. Renversée au Nord et parfaitement concordante avec les schistes albiens, elle représente manifestement la retombée des calcaires urgoniens de la crête (fig. 28, coupe 1).

Cette barre calcaire est particulièrement bien visible dans le ravin qui court à l'Ouest de Balière, où l'on peut, à travers les couches concordantes qui toutes plongent de 60° vers le Sud, relever, du Sud au Nord, la coupe suivante :

calcaires urgoniens de la crête 1196 ;
 cargneules triasiques et calcaires jaunes finement lités ;
 schistes et marnes rouges associés à des pointements d'ophite ;
 calcaires urgoniens ;
 schistes albiens.

Au delà vers l'Ouest, les calcaires urgoniens, dont la coupe précédente révèle l'existence dans le flanc nord de l'anticlinal, se poursuivent au Sud de Banat, en bordure de l'affleurement triasique qui, lui, se continue par une large bande d'ophite. Mais bientôt, dans cette direction, le tréfonds hercynien surgit à son tour dans l'axe du pli. Il est représenté par des schistes qui paraissent devoir être rapportés au Silurien. Ce sont tantôt des schistes verdâtres, tantôt des schistes qui ont tout à fait l'aspect des schistes carburés du Gothlandien. Ils sont fortement minéralisés et ont été, à différentes reprises, exploités comme minerais de fer. Les fouilles permettent d'observer en plusieurs endroits le pendage des couches et, en particulier, l'inclinaison du contact de l'ophite et de l'Urgonien. Ce contact plonge toujours au Sud.

Vers la limite occidentale de leur affleurement les couches primaires, très difficiles à suivre dans la forêt fort épaisse, ne semblent plus être accompagnées de Trias. Les schistes et les quartzites primaires affleurent encore dans un petit sentier forestier au Nord de la cote 1196 ; ils dépassent à peine vers l'Ouest le chemin qui descend du Col de Très Courtals à Rabat et se perdent dans la dolomie jurassique qui enveloppe leur terminaison.

En somme, prolongeant sans doute l'Anticlinal des Bains-d'Ussat, l'accident du Bois de la Garrigue montre un anticlinal très aigu, déversé au Nord, suivant une disposition déjà ébauchée dans le Rocher de Quié. Les deux flancs de cet anticlinal sont fortement étirés et le Trias, qui nourrit son axe, chevauche directement par place les schistes albiens du synclinal lui faisant suite vers le Nord. L'accident anticlinal du Bois de la Garrigue nous fournit un nouvel exemple de la tectonique spéciale au Trias gypsifère ; il est encore caractérisé par ses terminaisons très brusques qui sont en relation avec la rigidité du socle. Cet accident se distingue, en effet, de tous ceux que l'on peut examiner à l'intérieur du bassin de Tarascon par ce fait qu'il ramène le socle hercynien en affleurement. L'accident du Bois de la Garrigue est dû au morcellement du tréfonds. Le nourrissage de Trias n'est qu'un phénomène secondaire, tout à fait accessoire. La disposition qui se révèle ici au grand jour doit, je crois, nous faire penser, même pour d'autres accidents où le Primaire n'affleure cependant pas, à la contribution possible du socle profond.

4. — Le Synclinal d'Ussat et de Quié.

Au Nord de la montagne calcaire des Bains-d'Ussat court, dans le vallon qui descend du Col d'Ussat au village d'Ussat, un large affleurement de schistes albiens (pl. VII, coupe 21). Les schistes sont verticaux ou même, par place, sur leur bordure méridionale, faiblement renversés au Nord. A l'approche de la vallée de l'Ariège, ils prennent la direction du NW. Ils sont masqués par les

alluvions de l'Ariège en face de son confluent avec le Videssos ; puis ils réapparaissent au Nord de Sabart ¹, en contre-bas de la crête urgonienne, dans une situation tout à fait comparable à celle qu'ils avaient à Ussat sous les calcaires urgoniens : même direction NW, même verticalité, même concordance parfaite avec les calcaires. Les schistes albiens se poursuivent dans la butte du Pavillon Caujolle, pour tourner, au Nord de Quié, dans la direction de l'Ouest, l'axe du synclinal se coudant pour rester parallèle à celui de l'anticlinal plus méridional des Bains-d'Ussat et du Bois de la Garrigue.

Partout entre Sabart et Quié, en bordure des alluvions de l'Ariège, la succession entre les calcaires urgoniens et les affleurements de schistes albiens discontinus, interrompus par les éboulis ou masqués par les alluvions, est parfaitement régulière. Les calcaires urgoniens, par place pétris de *Toucasia*, sont affectés d'un abaissement d'axe très brusque vers le NE ; les bancs calcaires dessinent une flexure, très nette aux abords de la chambré de mise en charge de la chute d'eau de Sabart, et s'abaissent verticalement jusqu'au-dessous du niveau de l'Ariège. Les schistes albiens, qui, au Nord de l'usine de Sabart, dans la butte du Pavillon Caujolle et, à l'Ouest de celle-ci, sous le Rocher de Quié, se montrent bien en contre-bas des escarpements calcaires, sont plaqués contre les calcaires urgoniens et, comme eux, verticaux.

Au Nord de Quié, le synclinal tourne à l'Ouest, en même temps qu'il se couche vers le Nord. Les schistes albiens changent de direction et, dans l'étroit couloir que suit le sentier de Balière au Nord du Rocher de Quié, restant encore dans l'ensemble subverticaux, ils montrent localement des plongements vers le Sud qui peuvent atteindre 60°. Le renversement est la règle pour les schistes albiens situés en avant de l'Anticlinal du Bois de la Garrigue, sans que les schistes cessent d'être concordants avec les témoins discontinus de calcaires urgoniens qui jalonnent le flanc nord de cet anticlinal.

A l'Ouest de Tillary, les schistes albiens supportent un petit massif de calcaires cénomaniens, mais s'étendent, à l'Ouest de celui-ci, au delà du vallon qui aboutit à la Courbière en face du moulin de Rabat. Ils atteignent ainsi la route de Gourbit et les alluvions de la vallée de la Courbière. L'Urgonien est étiré sur la route de Gourbit suivant le contact de l'Albien et des dolomies jurassiques ; mais, sur la rive gauche de la Courbière, où le synclinal que nous suivons se dirige franchement vers le NW parallèlement à la bordure des Trois-Seigneurs, un affleurement de calcaires urgoniens reparait, au-dessus du moulin de Rabat, entre les dolomies jurassiques du pic 1199 et les schistes albiens qui, dans le prolongement de ceux de la rive droite, occupent le vallon situé à l'Ouest de la barre cénomanienne de Contrac. La succession des terrains secondaires, qui reposent vers le SW sur le granite du Massif des Trois-Seigneurs, est donc parfaitement régulière sur les deux rives de la Courbière.

¹ Le raccord des plis à la traversée de l'Ariège, dans les environs immédiats de Tarascon, a une grosse importance. La lecture de ma carte (pl. I) montre que je le conçois différemment de la disposition figurée sur la Feuille de Foix.

Sous la barre cénomaniennne de Contrac les schistes albiens du vallon situé à l'Ouest de celle-ci se relie à ceux de Rabat. Ils se poursuivent, sans doute, vers le NW, dans la direction de Saurat, sous le Crétacé supérieur transgressif.

5. — L'Anticlinal de la Bessède.

Au Nord du vallon d'Ussat, un anticlinal droit et très aigu de calcaires urgoniens forme la Montagne de la Bessède. Dirigé E-W, le pli s'ennoe rapidement vers l'Est sous les schistes albiens du Col d'Ussat, au Nord du haméau d'Ussat-d'en-Haut.

Le noyau de l'anticlinal, constitué par des dolomies jurassiques verticales, affleure largement sur le versant méridional de la montagne (pl. VII, coupe 21). Il est enveloppé de calcaires urgoniens. Ceux-ci, très puissants sur le flanc nord du pli, où ils forment toute la crête, sont en partie laminés sur son flanc méridional, dans lequel ils s'étirent même totalement par place, entre la dolomie jurassique et les schistes albiens d'Ussat.

L'étirement des calcaires urgoniens sur le versant méridional de la Montagne de la Bessède est local et la succession de terrains toujours verticaux est à nouveau complète en bordure des alluvions de l'Ariège, où le pli a tourné au NW. On y recoupe en effet obliquement, du Sud au Nord, en face de la route d'Ussat à Tarascon :

1. — les schistes albiens du Synclinal d'Ussat ;
2. — les calcaires urgoniens ;
3. — les dolomies jurassiques ;
4. — les calcaires urgoniens du flanc nord de l'anticlinal, aux premières maisons de Tarascon. La ville est en partie construite sur ces calcaires qui forment notamment le pittoresque rocher couronné par la tour de l'horloge.
- 5 — les calcaires noirs, les calcschistes et les schistes albiens du Synclinal de Surba.

Sur la rive gauche de l'Ariège, l'Anticlinal de la Bessède se poursuit par la bande anticlinale de calcaires aptiens qui affleure dans la petite butte de la gare de Tarascon, au Nord de Quié, et court au delà jusqu'à Banat ¹. Sous les pentes du Bois de la Garrigue cette ondulation anticlinale, elle-même faiblement renversée vers le Nord, se traduit au milieu des schistes albiens par une bande continue de calcaires noirs de l'Aptien supérieur qui forment dans la topographie un petit ressaut intermédiaire (fig. 28, coupe 1). A l'Ouest de Banat, le pli se perd sous les alluvions de la Courbière et sans doute s'ennoe-t-il dans la

¹ M. Léon Bertrand [30, p. 108] prolonge, au contraire, l'Anticlinal de la Bessède dans le Roc de Sédour et dans le Rocher de Calamès. Ce raccord me paraît impossible, car les couches albiennes de la vallée de la Courbière ont même direction que celles qui leur font face sur la rive droite de l'Ariège au Nord de Tarascon

direction de Rabat; les schistes albiens du Synclinal de Quié se réunissent ainsi à ceux du synclinal plus septentrional que nous allons maintenant analyser, le Synclinal de Surba.

6. — Le Synclinal de Surba.

Sur la rive droite de l'Ariège, le pli le plus septentrional affectant les terrains secondaires du bassin de Tarascon est le synclinal qui correspond aux affleurements albiens du Col de Martel, du Signal 1049 et du Bois de la Bessède. Les marnes schisteuses noires ou grises, intercalées de quelques bancs de calcaires marneux à nodules calcaires, y sont très redressées; elles s'appuient au Nord sur les gneiss du Massif de l'Arize, soit directement, soit, vers le Col de Basech, par l'intermédiaire d'une bande calcaire représentant un témoin du flanc nord, ailleurs étiré, de ce synclinal.

Les schistes albiens atteignent, au Nord de Tarascon, les alluvions de l'Ariège. Ils trouvent leur prolongement au delà de la rivière, vers Surba, dans les affleurements albiens discontinus des deux rives de la Courbière. Les alluvions glaciaires de la Courbière et de la vallée morte de Bèdeillac, étagées en plusieurs terrasses très nettes, masquent en grande partie les schistes albiens du Synclinal de Surba. On peut cependant en observer trois vastes lambeaux. Un premier, sur la rive droite de la Courbière, remonte, au Sud du Château Lacombe et de la maison Fournié, jusqu'à la bande calcaire de Banat. Un deuxième lambeau est constitué par les schistes albiens qui, au Nord et au NE de Surba, occupent les pentes méridionales du Roc de Sédour. Enfin, à l'Ouest de la vallée qui descend de Bèdeillac, un vaste affleurement de schistes albiens remonte, d'une part, vers le Col Dijou sous le Rocher de Calamés et s'étend, d'autre part, au Nord de Rabat, où l'Albien forme tout le soubassement de la barre calcaire cénomaniennne des Irretches. Nous reviendrons plus loin (p. 233) sur cette disposition; mais remarquons tout de suite que partout dans la vallée de la Courbière, aussi bien sur les pentes méridionales du Sédour qu'à l'Est de Banat et que dans l'affleurement du Col Dijou, les schistes albiens sont subverticaux. Ils sont exactement dans le prolongement de ceux du Col de Martel et sont orientés SE—NW, comme ces derniers et comme tous les plis de la région, en particulier comme l'Anticlinal de Banat et celui du Roc de Sédour.

Vers le NW, au delà du Col Dijou, les schistes albiens, toujours verticaux, redescendent au Nord du vallon de Serrelongue sur les pentes méridionales du Rocher de Calamés jusqu'à la plaine de Saurat, sous laquelle ils se perdent. Il est certain que les schistes albiens du Nord de Rabat se poursuivent aussi sous la couverture discordante de calcaires cénomaniens et de Flysch qui les masque dans la direction de Saurat, où le Synclinal de Surba, que nous suivons depuis le Col de Martel, se termine à l'Ouest. En effet, en amont de Saurat, la rivière a décapé les schistes albiens au milieu des alluvions sous le pont de Picharel.

7. — L'Anticlinal du Roc de Sédour et du Rocher de Calamés.

Sur la rive gauche de l'Ariège, le tableau de la succession des plis se complète au Nord du Synclinal de Surba avec deux plis plus septentrionaux, que nous avons déjà pu définir en étudiant la bordure septentrionale du bassin de Tarascon : l'Anticlinal du Roc de Sédour, du Rocher de Calamés et du sommet 1004 (Nord de Saurat) et le Synclinal d'Aynat. Dans le flanc nord de ce dernier synclinal les terrains secondaires, seulement affectés du repli très aigu qu'est la lame triasique du moulin d'Aynat, se relèvent sur les gneiss de l'Arize.

Examinons d'abord l'alignement anticlinal des casques calcaires du Roc de Sédour (1.067 m.), du Rocher de Calamés (1.000 m.) et du pic abrupt (1.004 m.) qui domine Saurat.

Le Roc de Sédour. — Le Roc de Sédour est une très belle montagne calcaire qui se dresse majestueusement à 600 mètres au-dessus de la vallée de l'Ariège, entre la vallée du ruisseau de Saurat au Nord et celle de la Courbière au Sud. Vers l'Est, le Roc de Sédour vient coiffer la terminaison occidentale du gneiss de Bonpas.

La montagne du Sédour correspond à un pli anticlinal très aigu dont le flanc méridional est, au moins localement, en grande partie étiré. Les calcaires urgoniens ¹ en forment toute la crête. Vers le Nord, dans le vallon que suit la rivière de Saurat, les schistes albiens succèdent régulièrement à ces calcaires ². Sur le versant méridional du Roc de Sédour, le noyau de l'anticlinal est indiqué à mi-pente par une large bande de dolomies jurassiques noires. Celles-ci, localement décapées très haut dans la partie orientale du pic, remontent dans un étroit couloir presque jusqu'au sommet 1.067. Le noyau du pli se complète au Nord de la ferme de la Coumareille par du Lias et du Trias gypseux. Le Lias est représenté par des bancs subverticaux de calcaires lités et de calcaires compacts qui forment des sortes de dents aiguës se dressant au milieu des éboulis au pied des escarpements. Le gypse s'enfonce vers le Nord sous les dolomies jurassiques. Ces couches ont été depuis longtemps signalées par l'abbé Pouech [244, p. 593, fig. 1] qui avait reconnu le Trias, le Lias inférieur et les couches fossilifères de la partie moyenne et supérieure du Lias et notait déjà en 1882 leur disposition anticlinale.

Les puissants éboulis qui recouvrent les pentes masquent les relations des couches précédentes et des schistes albiens du Synclinal de Surba. Ces schistes

¹ Les calcaires urgoniens de la crête du Sédour sont, par place, pétris de sections de *Toucasia*. Ils sont toujours riches en débris organiques et certains bancs sont constitués par de très beaux calcaires à Mélobésiées. Munier-Chalmas y a trouvé le type d'une espèce nouvelle qu'il a désignée sous le nom de *Lithophyllum belgicum*. On la trouve en abondance aux abords de la grotte de Bédeillac, ainsi que dans les éboulis au-dessus de Surba.

² Ce n'est cependant pas l'opinion de Carez ; mais les pendages des schistes albiens indiqués par cet auteur sur trois coupes en série du Roc de Sédour [91, IV, p. 2580, fig. 24] ne me semblent pas correspondre à la réalité.

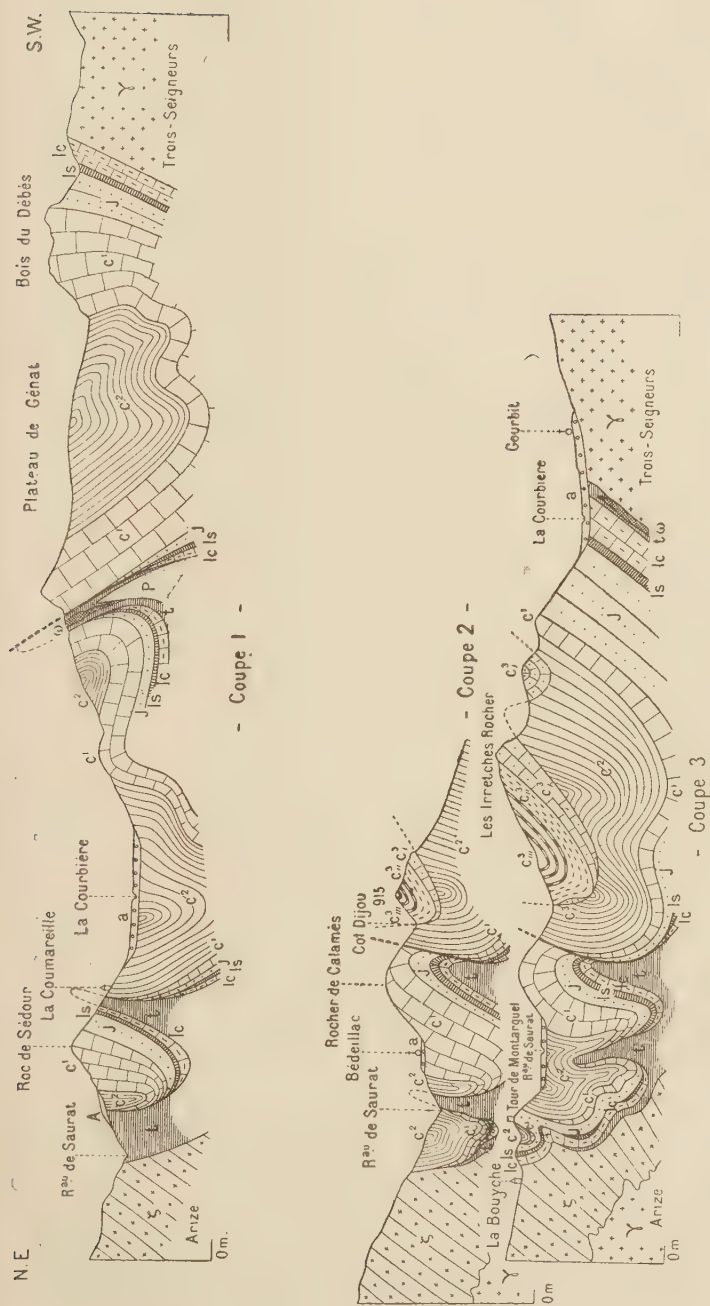


Fig. 28. — Trois coupes en série de la partie septentrionale du bassin de Tarascon sur la rive gauche de l'Ariège. Echelle : 1/50.000.

N. B. — Les coupes 2 et 3 montrent des témoins du lambeau discordant de Crétacé supérieur de Saurat.

γ granite; ζ gneiss; P Primaire (schistes et quartzites paléozoïques de l'événement anticlinal du Bois de la Garrigue; t Trias; ω ophite; lc Lias inférieur calcaire; ls Lias moyen et supérieur schisteux; j dolomies jurassiques; c' calcaires urgo-aptiens; c² marnes albiennes; c³ calcaires cénonomaniens; c_{III} marnes schisteuses gris bleuté cénonomaniennes; c_{III} grès micacés (Cénonomanien et Crétacé supérieur plus élevé?); a alluvions; A éboulis.

albiens remontent bien au-dessus de la Coumareille et ils se montrent verticaux et parfaitement concordants avec la série du Sédour (fig. 28, coupe 1), contrairement à ce qu'indiquent les pendages figurés par MM. Bertrand et Carez. L'Albien de la Coumareille représente certainement la retombée de l'Albien d'Aynat dans le flanc méridional de l'anticlinal. La coupe N-S du Roc de Sédour au méridien de la Coumareille montre ainsi un pli anticlinal très dissymétrique, un diapir à flanc sud étiré, dont l'enracinement entre le Synclinal d'Aynat, au Nord, et le Synclinal de Surba, au Sud, ne saurait faire de doute.

D'ailleurs, la structure anticlinale du Roc de Sédour devient beaucoup plus nette à l'Ouest de cette première coupe. Dans cette direction, le Lias étant ennoyé, le noyau du pli n'est plus représenté que par la dolomie jurassique. En suivant les éboulis à leur partie supérieure, en contre-bas des dolomies, j'ai pu trouver, au Nord de l'église de Surba, un lambeau de calcaires urgoniens plaqués verticalement contre les dolomies (fig. 26). Ce témoin calcaire est concordant non seulement avec les dolomies jurassiques, mais aussi avec les schistes albiens qui affleurent en contre-bas sous quelques mètres d'éboulis; il représente manifestement la retombée de l'Urgonien de la crête du Sédour dans le flanc méridional de l'anticlinal. Sans doute, cet affleurement de calcaires urgoniens est-il très peu épais en comparaison de la puissante série calcaire du flanc nord, même en tenant compte de l'espace masqué par les éboulis. Sa faible épaisseur souligne la structure dissymétrique du pli du Sédour. L'anticlinal est limité au Sud par un contact anormal qui suit la bordure des schistes albiens; mais cet accident correspond seulement à une surface d'étiement et n'a nullement la valeur que lui ont attribuée Carez et M. Bertrand.

Le pli du Sédour est un pli en genou, un anticlinal diapir à flanc méridional étiré; il est enraciné au Nord des schistes albiens verticaux de Surba.

L'étude du Rocher de Calamés, dans lequel se poursuit manifestement le pli du Sédour, ne fait, d'ailleurs, que confirmer l'opinion que nous venons d'émettre.

Le Rocher de Calamés. — Le rocher qui porte les ruines du Château de Calamés est séparé du Roc de Sédour par la dépression qui, au Sud de Bédeillac, marque le passage d'une ancienne vallée glaciaire, émissaire du bassin de Saurat vers la Courbière, avant le creusement plus récent du cours direct vers l'Ariège en direction d'Arignac par le Nord du Roc de Sédour.

L'étiement du flanc méridional du Roc de Sédour subsiste au Sud du Rocher de Calamés, au moins dans la partie orientale de cette montagne. En effet, à l'Ouest de Pradière, sur les pentes septentrionales du vallon du Col Dijou, les schistes albiens verticaux qui prolongent ceux de Surba butent au Nord, suivant un contact anormal lui-même très redressé, contre le noyau de dolomies jurassiques de l'Anticlinal de Calamés. La disposition réalisée est bien visible à distance, si l'on se place suivant l'axe de l'accident sur la route de Bédeillac à Tarascon. Le contact direct des schistes albiens et des dolomies jurassiques peut

s'observer sur le sentier du Col Dijou à Bédeillac sous une grotte creusée dans les dolomies. En cet endroit l'étirement est considérable; en effet, les dolomies jurassiques qui sont au contact de l'Albien plongent à 45° vers le Nord et appartiennent déjà au flanc nord de l'anticlinal. Celui-ci est rompu suivant son axe et l'étirement signalé comporte la suppression totale des dolomies jurassiques et des calcaires urgoniens de son flanc méridional. La coupe de la partie orientale du Rocher de Calamés (fig. 28, coupe 2) est donc tout à fait comparable à celle du Roc de Sédour au méridien de la Coumareille.

L'accident du versant méridional du Rocher de Calamés disparaît très rapidement vers l'Ouest. Avant le Col Dijou, les calcaires urgoniens réapparaissent suivant le plan d'étirement. Ils sont verticaux et concordants avec les schistes albiens; ils remontent vers le Nord jusqu'au sommet du pic et coiffent le noyau de dolomie jurassique.

La succession est encore parfaitement régulière au delà du Col Dijou au Nord du vallon qui descend vers Saurat. Dans cette direction le pli s'ennoie et les calcaires urgoniens vont se perdre sous les alluvions de la plaine de Saurat; mais, au Nord de celle-ci, l'axe du pli se surélève à nouveau, si bien qu'à l'Ouest des schistes albiens de Lagardelle surgissent les calcaires urgoniens et les dolomies jurassiques du pic 1004. Dans ce dernier tronçon du pli anticlinal, nous avons déjà noté (p. 204) l'étirement des calcaires urgoniens sur le versant méridional du sommet 1004, suivant une disposition comparable à celles réalisées dans le Roc de Sédour et dans le Rocher de Calamés. Le schéma se révèle donc très général.

En résumé, *l'alignement du Roc de Sédour, du Rocher de Calamés et du Sommet 1004 jalonne un anticlinal très aigu qui sépare les marnes albiennes du Synclinal de Surba de celles du Synclinal d'Aynat. Le pli admet à Saurat un abaissement d'axe transverse très net. Il est très dissymétrique et, rompu suivant son axe, il correspond à une sorte de diapir dont le flanc méridional est par place étiré. Ces étirements sont d'ailleurs discontinus et ils s'éteignent latéralement très vite.*

8. — Le Synclinal d'Aynat.

Je ne reviendrai pas ici sur la description du Synclinal d'Aynat qui a été précédemment étudié (p. 204) avec les accidents qui le compliquent, en particulier la lame triasique du vallon d'Arignac.

II. — LA STRUCTURE DE LA COUVERTURE CENOMANIENNE LE LAMBEAU DE SAURAT

Au Sud de Saurat, s'étend de l'Est à l'Ouest, sur une longueur de 5 kilomètres, depuis le Cap de la Brougue jusqu'à Kringou (au premier grand tournant de la route du Col de Port), un vaste lambeau de terrains cénomaniens et, sans doute,

crétacés supérieurs. Vers le Nord la limite de leur affleurement est masquée par la plaine de Saurat, au moins pour sa partie occidentale. La limite méridionale de l'affleurement court d'abord du Cap de la Brougne au Col de la Banalouse, en contre-bas de la crête qui sépare la vallée de Saurat de celle de Rabat; puis elle tourne au NW en direction de Kringou. L'affleurement atteint 2.000 mètres suivant sa plus grande largeur.

Depuis fort longtemps¹ les terrains du lambeau de Saurat ont été attribués au Crétacé supérieur. Dans l'ensemble les auteurs sont d'accord pour y reconnaître du Cénomanién à la base; mais, faute de documents paléontologiques, la partie supérieure de la formation a été tantôt attribuée elle aussi au Cénomanién, tantôt au Sénonien.

A. — CONSTITUTION DU LAMBEAU DE SAURAT. — CARACTÈRES LITHOLOGIQUES. AGE DES FORMATIONS

Une très bonne coupe naturelle permet d'analyser les formations représentées dans le lambeau de Saurat: c'est celle de la barre des Irretches en face du Col de la Banalouse, au NW de Contrac, suivant le ravin dont on emprunte le thalweg pour aller directement de Rabat à Saurat. La coupe a aussi l'intérêt de montrer très nettement la disposition discordante des calcaires cénomaniens et du Flysch crétacé par rapport aux marnes albiennes de Rabat, disposition sur laquelle nous insisterons plus loin.

En remontant du SE au NW jusqu'au Col de la Banalouse, on trouve, en discordance sur les marnes albiennes verticales dirigées NW-SE, une série dont tous les termes plongent à 45° au NW. Cette série comporte (fig. 29):

- la barre calcaire des Irretches²;
- des marnes schisteuses gris bleuté;
- des grès micacés à intercalations schisteuses.

Examinons successivement ces trois formations³.

La barre calcaire des Irretches. — Une barre calcaire, à peu près continue, court sur les pentes méridionales du Cap de la Brougne (cote 915); elle se poursuit au Nord de Rabat, où elle forme les rochers de la crête des Irretches. A l'Ouest du Col de la Banalouse, il s'en détache une branche méridionale, beau-

¹ Le Crétacé supérieur du Sud de Saurat est signalé par François [139] en 1841. En 1882 l'abbé Pouech [244, p. 598, note infrapaginale] note la présence au Nord de Rabat de « calcaires gris, calcschistes noirs avec Scaphites, Hammites, Caprines, Hippurites et autres rudistes » et de psammites à *Fucoides*.

Ultérieurement les formations du bassin de Saurat ont été étudiées par de Lacvivier [188, p. 222], Roussel [271, p. 169], Carez [82, 91, IV, p. 2222], M. Léon Bertrand [30, p. 110].

² Le Rocher des Irretches n'est pas désigné sur la Carte d'Etat-major; c'est le plus haut sommet de la crête calcaire qui court au Nord de Rabat.

³ Dans une coupe comparable que décrit Roussel [271, p. 169], cet auteur rapporte à tort au Cénomanién les marnes noires albiennes sur lesquelles repose la barre calcaire.

coup plus trapue, qui redescend à l'Ouest de Contrac pour se terminer sur la rive droite de la Courbière.

La roche qui constitue la barre des Irrêches est un calcaire semi-cristallin gris clair, pétri de restes organiques, en particulier de Polypiers, de Brachio-podes, d'Algues calcaires. Roussel [271, p. 169] y avait signalé des Caprinules. Cependant Carez [91, IV, pl. XXIII] attribuait ces calcaires à l'Urgonien et éprouvait de grandes difficultés pour expliquer leur situation. Mon ami, M. Daguin, a dernièrement découvert dans les calcaires de la barre des Irrêches de très nombreuses sections d'Ichthyosarcolithes¹. Les calcaires sont donc

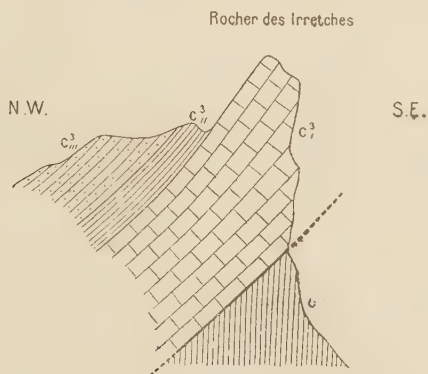


Fig. 29. — Coupe de la barre des Irrêches en face du Col de la Banalouse.

Echelle 1/10.000.

N. B. — La coupe montre la discordance du Cénomaniens à plongements NW sur l'Albien vertical.

c^2 marnes albiennes ; c^3_I calcaires cénomaniens à Ichthyosarcolithes ; c^3_{II} marnes schisteuses gris bleuté ; c^3_{III} grès micacés à intercalations schisteuses.

cénomaniens ; ce qui est parfaitement en accord avec leur situation sur les marnes albiennes de Rabat.

La barre des Irrêches correspond à une puissante lentille de calcaire zoogène à la base du Cénomaniens. Cette lentille n'est représentée que sur la bordure sud-orientale du lambeau discordant de Saurat et son épaisseur s'y montre très variable. Son absence dans le reste du bassin paraît bien être originelle ; elle pourrait cependant être le fait d'une suppression mécanique.

Les marnes schisteuses gris bleuté. — La bande marneuse directement superposée aux calcaires me paraît encore cénomaniennne. En effet, dans le vallon du NW de Contrac, sous le Col de la Banalouse, lorsque la barre calcaire s'amincit beaucoup, elle pousse dans ces marnes des indentations qui s'y

¹ Avec sa bienveillance coutumière, M. H. Douvillé a bien voulu examiner un certain nombre des fossiles que m'avait donnés M. Daguin et confirmer leur attribution à des Ichthyosarcolithes.

terminent en biseau comme des lentilles calcaires interstratifiées ¹. L'ensemble a été l'objet de petites cassures ; mais il paraît bien homogène.

La bande de marnes gris bleuté n'est pas continue sur la bordure du lambeau de Saurat. Les suppressions dont elle est l'objet peuvent très bien être d'origine mécanique. Cachées par les alluvions au Sud de Saurat, les marnes gris bleuté sont bien développées sur les pentes méridionales du vallon du Col Dijou. Elles se poursuivent, formant une bande continue qui enveloppe vers l'Est le Cap de la Brougue et accompagne les calcaires de la crête des Irretches jusqu'au Col de la Banalouse. Vers le NW elles s'étirent bientôt, pour ne plus reparaitre que dans un affleurement de taille restreinte auprès de Mèlès, vers la terminaison occidentale du lambeau de Saurat.

Les grès micacés à intercalations schisteuses. — Dans la plus grande partie de son épaisseur, le Crétacé supérieur de Saurat est représenté par des alternances de marnes schisteuses bleues et de grès jaunes micacés, à faciès « grès de Celles », avec quelques bancs intercalés de calcaires gréseux. Cet ensemble de formations est tout à fait caractéristique du Flysch crétacé pyrénéen et nous le retrouverons avec les mêmes caractères dans les deux bassins plus occidentaux d'Oust-Massat et d'Arbas. A Saurat, comme dans ces deux derniers affleurements, le Flysch ne peut être, faute de fossiles, daté à son sommet d'une manière précise. Je ne suis pas à même de dire si la partie supérieure des grès micacés à faciès « grès de Celles » appartient encore au Cénomanién ou si elle est sénonienne ².

Dans l'ensemble, la disposition des couches du lambeau de Saurat révèle une disposition synclinale très nette. Dans la partie orientale de l'affleurement, qui disparaît vers l'Est en hauteur sur les schistes albiens, avec une belle terminaison périssynclinale, les couches sont disposées d'une manière régulière et, sur toute leur bordure méridionale, elles plongent uniformément à 45° vers le Nord (fig. 28, coupe 2). Dans la partie occidentale du lambeau crétacé, celui-ci est beaucoup plus serré dans son cadre, par suite du rapprochement des Massifs de l'Arize et des Trois-Seigneurs. Le Flysch s'y montre beaucoup plus vigoureusement plissé ; ses assises sont redressées et très bouleversées. En même temps, la bordure méridionale de l'affleurement devient verticale (pl. VII, coupe 24). Enfin, tout à fait à son extrémité occidentale, le synclinal se renverse franchement vers le Nord (pl. VII, coupe 25).

¹ Cependant M. Léon Bertrand (Feuille de Foix) assimile les marnes gris bleuté, sans fossiles, de Saurat aux marnes à *Micraster brevis* du Sénonien des Alpes-maritimes et leur attribue le même âge.

² Les avis des auteurs sont, à ce sujet, partagés : Carez, après avoir attribué les grès de Saurat au Sénonien [82], les rapporte ensuite au Cénomanién à cause de leur analogie avec ceux d'Oust et de Massat qu'il range dans le même étage [94, IV, p. 2222].

M. Léon Bertrand [30, p. 410] attribue tout le Flysch de Saurat au Sénonien.

B. — LA PÉRIPHÉRIE DU LAMBEAU DE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DE SAURAT

Ce que l'étude du lambeau de Saurat révèle de plus intéressant réside dans le fait que, sur leur bordure, les terrains cénomaniens et crétacés supérieurs reposent indifféremment sur tous les terrains secondaires de la couverture antécénomaniennne du Massif des Trois-Seigneurs et même, par place, sur les terrains hercyniens. Cette disposition, qu'expliquent parfaitement des mouvements antérieurs au Céno-manien, est nettement mise en évidence par l'examen de la périphérie du lambeau crétacé de Saurat.

Sur la bordure septentrionale de l'affleurement, le contact du Flysch crétacé avec les terrains antécénomaniens est masqué par les alluvions au Sud de Saurat. Il est visible par contre dans le vallon qui remonte vers le SE jusqu'au Col Dijou : suivant le thalweg, les marnes schisteuses de la base du Flysch, assez redressées mais plongeant au SW, butent contre les schistes albiens verticaux des pentes méridionales du Rocher de Calamés qui, comme elles, sont dirigées NW-SE. Le contact du Crétacé supérieur et de l'Albien passe exactement au Col Dijou (fig. 28, coupe 2). Au delà vers l'Est, suivant le fond du vallon qui redescend sur Pradière, apparaissent déjà, le long du même contact, des affleurements discontinus de calcaires gris, qui me paraissent représenter, à la base du lambeau discordant, des lentilles de calcaire céno-manien (fig. 28, coupe 3). En effet, plus bas, sur les pentes occidentales du Cap de la Brougue, les grès micacés montrent une belle terminaison périclinaline parfaitement régulière; les marnes schisteuses sous-jacentes épousent le mouvement et tournent à l'Ouest, en même temps que, suivant leur contact avec les marnes albiennes, s'intercale une barre calcaire. Celle-ci, d'abord assez étroite, tourne avec les marnes qu'elle supporte, pour se poursuivre sans discontinuité, d'abord à mi-pente au Sud du Cap de la Brougue (cote 915), puis suivant la crête dans la barre des Irretches.

Aussi bien vers sa terminaison orientale qui vient d'être décrite, que tout au long de son trajet au Nord de la Courbière, la bande de calcaires céno-manien est parfaitement concordante avec les marnes schisteuses et les grès micacés du Crétacé supérieur qui la surmontent. Par contre, elle repose *en discordance* très nette sur les schistes albiens qui gardent, dans tout leur affleurement sous la crête calcaire, la même verticalité et la même direction SE—NW qu'au Col Dijou.

La discordance des calcaires céno-manien sur les schistes albiens est particulièrement bien visible au NW de Contrac dans le ravin qui remonte vers le Col de la Banalouse, dans la coupe que nous avons prise comme type (fig. 29). Les marnes albiennes sont presque redressées à la verticale; leur direction, bien soulignée par les bancs gréseux intercalés, est la direction SE—NW commune à tout l'Albien du Synclinal de Surba. Elles s'enfoncent sous les calcaires céno-manien qui, eux, sont NE—SW et plongent à 45° vers le NW.

La bordure méridionale du lambeau de Saurat nous révèle là un premier fait intéressant : *les calcaires cénomaniens de la barre des Irretches reposent en discordance sur les marnes albiennes du Synclinal de Surba* ¹.

Sous le Col de la Banalouse, les calcaires cénomaniens, toujours surmontés par les marnes bleues et les grès à faciès « grès de Celles », ayant traversé le ravin de Contrac, se reploient à angle aigu pour former la large barre calcaire qui redescend vers la Courbière à l'Ouest de Contrac, la traverse sous les alluvions vers le moulin de Rabat et passe sur la rive droite, où les calcaires forment un petit mamelon boisé à l'Ouest de Tillary. Cette branche méridionale issue de la crête des Irretches correspond à un repli synclinal orienté NW-SE et superposé en discordance aux schistes albiens. En réalité, je n'ai pas pu trouver dans cette barre de sections de rudistes certainement cénomaniens ²; mais la continuité de cet affleurement vers le Col de la Banalouse avec les Rochers des Irretches, sa disposition par rapport aux marnes albiennes et sa terminaison sur celles-ci à l'Ouest de Tillary légitiment son attribution au Cénomaniens.

À l'Ouest du Col de la Banalouse, les calcaires cénomaniens viennent directement au contact des dolomies jurassiques du sommet 1199 ³. Dans le sentier du Col du Planel de Canarilles quelques bancs calcaires très encrinétiques et par place pétris de Rynchonelles sont fortement minéralisés et ils ont fait l'objet de recherches de minerai de fer. Ces calcaires qui, à l'Ouest, s'appuient sur les dolomies jurassiques, sont suivis vers l'Est d'un petit repli synclinal vertical des marnes inférieures du Flysch qui sont elles-mêmes ferrugineuses et fortement colorées en rouge.

Au delà vers le NW, les calcaires cénomaniens disparaissent définitivement (par suppression mécanique ou, plus vraisemblablement, par suite de la terminaison de la lentille calcaire) sur la bordure du Flysch.

Au Nord du pic 1199, ce sont les marnes compactes ⁴ de la base du Flysch qui, plongeant nettement au NE, quoique assez redressées, s'appuient sur les dolomies jurassiques. En suivant le contact vers le NW, on voit ces marnes s'étirer progressivement, si bien qu'au delà du Col du Planel ce sont les formations gré-

¹ Remarquons au passage que, contrairement à une disposition fréquente dans les affleurements cénomaniens d'Arbas et d'Oust, le lambeau de Saurat ne montre pas de conglomérat de base. Cette lacune peut d'ailleurs ne pas être d'origine stratigraphique, mais être le résultat d'une suppression mécanique.

² La roche est un calcaire gris clair, semi-cristallin, de faciès tout à fait analogue à celui du calcaire des Irretches. Elle est pétrie de sections de polypiers. Sur le chemin de Rabat, sous une croix, dans des bancs dont le pendage au SW est très caractéristique de la disposition synclinale de l'affleurement, on trouve en abondance de petites Bêlemnites.

³ Peut-être, dans le prolongement de celui du bas du vallon albien de l'Ouest de Contrac, un petit affleurement de calcaires urgoniens est-il localement intercalé suivant le contact discordant des calcaires cénomaniens et de la dolomie jurassique. On ne saurait en tout cas le distinguer, du fait de la similitude de faciès des calcaires urgoniens et cénomaniens. Il n'est pas impossible que les calcaires minéralisés que je signale soient eux-mêmes urgoniens.

⁴ L'affleurement liasique indiqué à l'Ouest du Col de la Banalouse sur la Feuille de Foix n'existe pas. Les marnes schisteuses gris bleuté du Flysch ont été confondues avec les marnes du Lias moyen.

seuses qui les remplacent en bordure des terrains antécénomaniens. Le contact de la dolomie jurassique de Rompet et de Carloung et des grès verticaux est alors lui-même subvertical sur la bordure sud-ouest de l'affleurement de Flysch. Ce même contact est très légèrement renversé vers le Nord dans la vallée du ruisseau de Picharel ; il est vertical dans celle du ruisseau de Mélés. A l'Ouest de Mélés, à la base des grès, un petit affleurement de marnes schisteuses verticales est conservé contre la dolomie jurassique. Puis, sur un court espace, une bande d'ophite jalonne le contact du Flysch et du granite des Trois-Seigneurs.

Dans la vallée du ruisseau de Ferrères, des schistes noirs cénomaniens reposent en discordance très nette sur les dolomies jurassiques qui plongent au NE. A leur sommet ces schistes sont intercalés de banc gréseux de plus en plus nombreux et la formation passe insensiblement à du Flysch gréseux typique.

Au-dessus de la maison Ferrères la bande de terrains antécénomaniens qui représente la couverture régulière du Massif des Trois-Seigneurs comporte, en bordure du Flysch, une étroite bande de calcaires urgoniens. Son contact avec le Flysch est vertical (pl. VII, coupe 24).

Au delà vers le NW, les terrains antérieurs au Cénomanien disparaissent sous le Flysch transgressif et discordant qui alors, sur sa bordure, recouvre directement les terrains primaires. En même temps, tout l'affleurement crétacé se couche progressivement vers le Nord jusqu'à sa terminaison occidentale. Cette dernière disposition est bien visible en face de Kringou. En gravissant le petit sentier qui, en face du grand tournant de la route du Col de Port, mène aux granges de Kringou, on trouve d'abord, en quittant les alluvions glaciaires de la vallée, des grès crétacés qui plongent à 35° vers le SW, au-dessus, des schistes carburés et, enfin, le granite des Trois-Seigneurs. Cette coupe (pl. VII, coupe 25) met en évidence le renversement du lambeau de Saurat au Nord vers sa terminaison occidentale.

Conclusions. — Conformément au plan suivi dans l'examen détaillé qui précède, formulant ici les conclusions de notre étude de la région de Tarascon, nous rassemblerons d'abord les observations relatives à sa bordure vers les trois ensembles cristallins et primaires qui l'encadrent, Zone axiale, Arize et Saint-Barthélemy, Trois-Seigneurs ; après quoi nous examinerons l'allure propre des terrains secondaires.

Partout sur leur bordure, les terrains secondaires reposent sur les massifs hercyniens.

Le fait est déjà particulièrement net au Nord de Saurat, où des témoins calcaires, découpés par un réseau de torrents conséquents, montent sur les gneiss de l'Arize. Vers le Sud, cette bordure calcaire supporte en concordance les marnes albiennes de Saurat et d'Aynat, digitées en synclinaux accessoires obliques à la direction générale du Synclinal d'Aynat, mais manifestement en continuité avec celui-ci. Plus à l'Est, le gypse d'Arignac, qui surgit de la profondeur au

Nord de Bédouillac, à la manière d'une injection dans les marnes albiennes d'Aynat, représente la base de la série secondaire et, avec elle, il repose sur l'Arize. Il en est de même, de l'autre côté de l'Ariège, pour le gypse d'Arnavé qui se complète au sommet par des calcaires métamorphiques. Ceux-ci reposent, comme le gypse, sur les gneiss de l'Arize et sur ceux du Saint-Barthélemy et ils supportent les schistes albiens du Bois de la Bessède et du Col d'Ussat. Plus au SE encore, la bande, dite « des calcaires marmoréens », de la barre urgonienne de la cote 1421 se complète à sa base, au NW de l'Aiguille de Soulobrié, par de la dolomie jurassique et, près de Senconac, on voit les calcaires marmoréens reposer sur les gneiss du Saint-Barthélemy. Voilà pour le côté septentrional de la région de Tarascon.

Suivant le côté méridional, depuis le Nord d'Urs jusqu'au NW de Miglos, nous n'avons reconnu qu'une bordure normale de la Zone axiale, déversée vers le Nord et tout au plus étirée dans ses termes inférieurs vers les deux ailes, à savoir à l'Est de Verdun, d'une part, et au SW de Larnat, de l'autre.

À l'Ouest enfin, nous avons pu faire des observations du même ordre. Par le Nord de Gesties, par Capoulet, Berduc, Gourbit et le Rocher de Carloung nous n'avons vu qu'un revêtement normal sur le Massif des Trois-Seigneurs, avec une ondulation anticlinale vers Berduc et avec des étirements de base vers Gourbit et sous l'arête de Carloung.

L'examen de la périphérie de la région de Tarascon nous a amenés à des conclusions fondamentales. *Les terrains secondaires forment un manteau continu qui repose sur les massifs hercyniens du pourtour. Ceux-ci ont tous la même position profonde ; ils ont conservé leurs relations respectives initiales.* En somme, la région de Tarascon, à en juger par sa périphérie, se présente comme un *synclinal complexe* entre trois saillies de matériel hercynien profond.

Si nous regardons maintenant l'intérieur du bassin de Tarascon, nous voyons que rien n'interrompt la continuité des terrains secondaires et nous n'avons aucune difficulté à y prolonger notre conception du manteau continu. Tout au plus y reconnaissons-nous des plis de détail affectant les terrains secondaires et traduisant sans doute des accidents du tréfonds hercynien. Quoique, à vrai dire, ce ne soit que dans le Bois de la Garrigue que les terrains primaires apparaissent en surface à la faveur d'un pli anticlinal très aigu, je crois que le revêtement secondaire, qui s'est conformé comme il a pu aux actions de son cadre aussi bien qu'à celles de son substratum, reste partout intimement lié au socle.

Fournissons une fois de plus, et du Sud au Nord, l'énumération des plis des terrains secondaires de Tarascon.

Au Sud, le premier anticlinal est celui de Courtiels qui, des pentes méridionales de l'arête du Quic de Lujat, se poursuit dans le massif de la Pique de Baychon. Ce pli-là est renversé au Nord et semble bien avoir subi une poussée de la part de la Zone axiale, parallèlement à la bordure de laquelle il s'est orienté. Plus au Nord, vient le synclinal qui court par Lujat, Barry, Arbiech, Niaux, Alliat et Génat. Son tracé coudé est parallèle au bord de la Zone primaire

axiale dans sa partie orientale et au bord du Massif des Trois-Seigneurs dans sa partie occidentale. Puis, nous avons l'Anticlinal des Bains-d'Ussat, dont, au NW d'Ornolac, la crête urgonienne de direction méridienne du Bois de Lujat constitue peut-être un prolongement. Nous aurions ainsi un nouveau tracé en V, mais celui-là pris entre le Saint-Barthélemy, la Zone axiale et les Trois-Seigneurs. Quoi qu'il en soit, l'anticlinal est relayé vers l'Ouest par l'accident anticlinal du Bois de la Garrigue. Un pli plus septentrional correspond au Synclinal d'Ussat et de Quié, qui se poursuit vers l'Ouest jusqu'à la métairie de Tillary, puis tourne au NW. Il est suivi vers le Nord par l'Anticlinal de la Bessède que nous prolongeons par la butte immédiatement à l'Ouest de la gare de Tarascon, puis par un affleurement urgonien continu jusqu'à Banat. Au Nord, succède la dépression synclinale du Col de Martel, du Bois de la Bessède, de Surba et de Rabat. Puis vient l'alignement anticlinal du Roc de Sédour, du Rocher de Calamés et du sommet 1004 (au Nord de Saurat). Le pli du Sédour coiffe le prolongement vers l'Ouest du gneiss de Bonpas. La dissymétrie de cet anticlinal, les étirements fréquents de son flanc méridional semblent correspondre à des réactions vers le Sud dues au Massif de l'Arize. Enfin, court en bordure de l'Arize un dernier pli, le Synclinal d'Aynat, au Nord duquel les terrains secondaires se relèvent sur le massif hercynien. Le Synclinal d'Aynat est accidenté suivant son axe par la lame triasique qui, venue de la profondeur, l'injecte et fournit le gypse de la bande d'Arignac.

Tous les plis qui viennent d'être considérés n'affectent que des terrains secondaires antécénomaniens ; mais le bassin de Tarascon montre aussi au Sud de Saurat, vers son angle nord-ouest, un lambeau de Crétacé supérieur.

Le lambeau de Saurat comporte : à sa base une lentille discontinue de calcaires cénomaniens, puis des marnes schisteuses gris bleuté, enfin des grès micacés identiques aux grès de Celles. Ces derniers peuvent encore être cénomaniens ou plus élevés dans le Crétacé supérieur.

Ces terrains, eux-mêmes violemment plissés, affectent une indépendance d'allure totale par rapport aux plis antécénomaniens, sur lesquels ils reposent en discordance. Le lambeau de Saurat repose indifféremment sur tous les terrains de la couverture secondaire antécénomaniennne et même localement, vers son extrémité occidentale, sur les terrains primaires du socle hercynien des Trois-Seigneurs. Cette disposition met en évidence des *phénomènes de plissements antécénomaniens*, dont nous trouverons des indices aussi nets en étudiant, à Oust et à Arbas, des témoins plus occidentaux de la couverture cénomaniennne.

Notre tableau des environs de Tarascon tient compte de tous les faits et il conduit à rejeter, pensons-nous, la conception voulant voir dans cette région une fenêtre tectonique complexe. La réalité se présente beaucoup plus simplement, avec des massifs hercyniens tous profonds, Zone primaire axiale, Trois-Seigneurs, Arize et Saint-Barthélemy, sur lesquels est jetée une couverture secondaire continue qui a été respectée par l'érosion dans la région synclinale de Tarascon.

III

LE SYNCLINAL COMPLEXE D'OUST ET DE MASSAT

SOMMAIRE

I. — LA STRUCTURE DES TERRAINS ANTÉCÉNOMANIENS DANS LA RÉGION D'OUST ET DE MASSAT

- A. — *Les lambeaux secondaires du Col de Port.*
 - Le lambeau liasique d'Uslades.
 - Le lambeau de Trias et de Lias du Col de Port.
 - Le lambeau triasique d'Eychars.
- B. — *Le contact du Massif de l'Arize et du Massif des Trois-Seigneurs entre Col del Four et la vallée de l'Arac.*
- C. — *La structure du Ker de Massat.*
- D. — *La zone de contact des Massifs de l'Arize et des Trois-Seigneurs depuis Biert jusqu'à la vallée du Salat.*
 - 1. La bande septentrionale de terrains secondaires.
 - 2. L'écaille frontale de schistes siluriens du Massif des Trois-Seigneurs.
 - 3. La bande méridionale de terrains secondaires.
 - a) la lame calcaire du Sud du Ker de Massat et de Col del Séré.
 - b) les affleurements de Trias gypseux et d'ophite d'Aleu, de Picarets et de Galas.

II — LA COUVERTURE CÉNOMANIENNE DU MASSIF DES TROIS-SEIGNEURS. LE SYNCLINAL D'OUST ET DE MASSAT

- I. — *Caractères lithologiques et âge du Flysch d'Oust et de Massat.*
- II. — *La périphérie de l'affleurement de Crétacé supérieur d'Oust et de Massat.*
 - I. — *L'extrémité orientale de l'affleurement : les environs de Massat.*
 - II. — *La bordure méridionale de l'affleurement.*
 - a) de Massat à la vallée du Garbet ;
 - b) de la vallée du Garbet à la vallée du Salat ;
 - c) le petit lambeau de Cénomalien du Sud d'Ercé sur la bordure méridionale du Massif des Trois-Seigneurs.
- III. — *La bordure septentrionale de l'affleurement.*
 - 1. La bordure septentrionale de l'affleurement à l'Ouest de l'Arac et sur les deux rives du ruisseau de Biert. Les pointements de granite d'Agneit et de Ségadou.
 - 2. Le renversement local vers le Sud de la bordure septentrionale de l'affleurement crétacé dans les environs de Campfaba.
 - 3. Le Flysch crétacé sur son bord septentrional, depuis Aleu jusqu'à la vallée du Salat. Sa disposition discordante par rapport au substratum antécénomalien.
- IV. — *La terminaison occidentale du Synclinal d'Oust et de Massat ; les environs de Rogalle.*

Conclusions.

Introduction.

Au delà des angles sud-ouest et nord-ouest du bassin de Tarascon, les terrains secondaires se poursuivent, de part et d'autre du Massif des Trois-Seigneurs, avec deux bandes synclinales prises entre les terrains primaires. Au Sud, c'est la large bande des calcaires métamorphiques de Gesties et de Vicedessos que nous étudierons plus loin (p. 274). Au Nord, c'est une bande bien plus étroite et discontinue. De Saurat, il faut aller vers l'Ouest jusqu'au delà de la vallée du Salat et atteindre l'extrémité occidentale du Massif de l'Arize, pour voir, à nouveau, les terrains secondaires antécénomaniens largement représentés. Dans la région du Col de Port, ils ne forment qu'un alignement, souvent interrompu, de lambeaux très étirés, verticaux, étroitement serrés suivant le contact du Massif des Trois-Seigneurs et du Massif de l'Arize. Plus à l'Ouest, vers Massat, Biert et Aleu, où la serrée des deux massifs anciens est toujours aussi forte, subsiste le même régime d'écailles synclinales de terrains secondaires antécénomaniens, pincées verticalement entre les terrains primaires. Ces témoins de la couverture secondaire se disposent, dans le prolongement des lambeaux du Col de Port, suivant deux bandes qui ne sont distinctes qu'à l'Ouest du Ker de Massat (sommet 794), sur la rive gauche de l'Arac; là, sur le front du Massif des Trois-Seigneurs, s'est détachée une écaille primaire indépendante. Un premier alignement E-W de terrains secondaires jalonne la grande cassure qui sépare l'Arize des Trois-Seigneurs; un deuxième alignement plus méridional court, parallèlement au précédent, en arrière de l'écaille frontale des Trois-Seigneurs.

Si les terrains secondaires antécénomaniens ne sont représentés dans la région considérée que par des témoins très laminés, par contre le Crétacé supérieur s'étend largement sur la bordure septentrionale du Massif des Trois-Seigneurs, entre Massat et Oust, et subsiste suivant un vaste affleurement synclinal de plus de 15 kilomètres de longueur que j'appellerai *le Synclinal d'Oust et de Massat*. Il prolonge manifestement le lambeau de Saurat, avec lequel sa continuité a été interrompue par l'érosion dans la région du Col de Port. Le Crétacé supérieur d'Oust et de Massat est discordant sur les terrains primaires comme sur les bandes secondaires qui viennent d'être indiquées. Toutes les dispositions réalisées mettent en évidence avec la plus grande netteté des phénomènes de plissements antécénomaniens.

Cet aperçu, aussi bien que le sommaire placé en tête du chapitre, trace le plan de l'étude détaillée qui va suivre. Nous analyserons indépendamment deux tectoniques superposées l'une à l'autre : celle du substratum antécénomancien et celle du Crétacé supérieur discordant.

Pour toute l'étude qui suit, le lecteur pourra se reporter à la carte au 1 : 50.000 de la région d'Oust et de Massat (pl. II), ainsi qu'aux coupes de la planche III.

I. — LA STRUCTURE DES TERRAINS ANTÉCÉNOMANIENS DANS LA RÉGION D'OUST ET DE MASSAT

A. — LES LAMBEAUX SECONDAIRES DU COL DE PORT

Entre Saurat et Massat, la limite du Massif des Trois-Seigneurs et de celui de l'Arize suit à peu près les thalwegs des deux vallées est-ouest séparées par le Col de Port. Le contact des deux massifs est subvertical ; c'est le contact mécanique de deux saillies du tréfonds, de deux plis de fond du matériel hercynien. Il ne met pas partout directement en présence les terrains cristallins et primaires des deux massifs anciens ; par place, dans la région du Col de Port, ce contact est en effet jalonné par des lambeaux très étirés de la couverture secondaire ¹. Examinons, de l'Est à l'Ouest, ces témoins de terrains secondaires.

Le lambeau liasique d'Uslades. — Au dessus de Saurat, vers l'Ouest, les alluvions glaciaires remontent dans la vallée du Col de Port et masquent d'abord le contact du granite des Trois-Seigneurs et des gneiss de l'Arize. Le premier affleurement de terrains secondaires apparaît à la limite supérieure des alluvions, au hameau d'Uslades. Pincé verticalement entre le granite au Sud et les gneiss au Nord, le lambeau d'Uslades est constitué par des calcaires gris du Lias inférieur ². Il est divisé en plusieurs affleurements séparés par les alluvions ; les uns, au Nord de la vallée, celui qui supporte les maisons d'Uslades et celui du premier grand tournant de la route du Col de Port, s'appuient sur les gneiss du Massif de l'Arize ; les autres, au Sud du thalweg, sont plaqués verticalement contre le granite du Massif des Trois-Seigneurs et contre un petit affleurement de schistes carburés qui accompagne ce granite ³.

Le lambeau de Trias et de Lias du Col de Port. — Après une courte interruption, on trouve, vers l'Ouest, un nouveau témoin de la couverture secondaire au Col de Port. Il débute dans le ravin de l'Est du col par un affleurement de calcaires liasiques qui, dès le col, s'accompagne sur sa face nord d'une étroite bande de Trias gypseux (argiles bariolées à cristaux de quartz bipyramidés, avec gypse autrefois exploité). Le Lias et le Trias redescendent vers

¹ Depuis longtemps connus, les lambeaux secondaires du Col de Port ont été décrits par Mussy [237], Roussel [271, p. 420], de Lacvivier [188, p. 167], Carez [91, IV, p. 2017 et p. 2065], M. Léon Bertrand [30, p. 116].

² M. Dubar [128, p. 53] ne reconnaît aucun caractère qui permette ici de distinguer le Rhétien et l'Hettangien des étages plus élevés du Lias inférieur ; il fait d'ailleurs remarquer que cela ne permet pas de conclure à leur absence. Il en est de même pour les affleurements liasiques conservés au Nord de Massat et d'Oust et jusqu'au delà de la vallée du Salat.

³ Carez [91, IV, p. 2017] signale, au Sud des calcaires liasiques du lambeau d'Uslades, un petit affleurement de cargneules et de marnes gypsifères du Trias.

par MARCEL CASTERAS

TERRAINS
MÉTAMORPHIQUES

a

Alluvions et
éboulis

c³

Cénomaniens

c²

Marnes noires
albiennes

c

Calcaires urgo-
aptiens

j

Dolomies jurassiques

l¹⁻³

Lias supérieur
et moyen.

l²

Lias inférieur
et infralias

t

Trias

r

Permo-Trias

h

Carbonifère

d

Dévonien

s

Cothlandien

sx

Schistes ordoviciens
et infra-siluriens.

TERRAINS
MÉTAMORPHIQUES

c²m

Albien
métamorphique

c.m

j.m

l¹⁻³m

l²m

jcm Calcaires secondaires marmorisés, sans distinction d'âge.
c.m - j.m - l¹⁻³m.
l²m Couches secondaires métamorphiques d'âge déterminé.

γ

Micaschistes
et Gneiss

ROCHES
ÉRUPTIVES

γ

Granite

g

Ophite

Contours géologiques
(Contact normal
susceptible d'être
local).

Contact anormal

Plongement
des couches

Traces des coupes
de la pl. III



l'Ouest dans le ravin au Sud de la route jusqu'au delà du pont que franchit le chemin forestier du Bois de Candail, pour s'étirer ensuite très vite. Les pendages sont bien nets dans les calcaires liasiques qui, comme ceux d'Uslades, sont verticaux.

Le contact du Massif des Trois-Seigneurs et du Massif de l'Arize, certainement lui-même très redressé, se poursuit plus à l'Ouest jusqu'à Franquet, sans s'écarter beaucoup du fond du ravin qui redescend vers Massat. Le granite des Trois-Seigneurs bute alors directement contre le granite de l'Arize (pl. VII, coupe 26).

Le lambeau triasique d'Eychars. — Au delà de Franquet, le contact des deux massifs anciens remonte au-dessus du thalweg jusqu'à la route de Massat. En face de l'embranchement de la route qui monte vers le Nord sur l'Arize, un affleurement de gypse triasique, qui a été jadis exploité, est pincé verticalement entre les schistes gothlandiens de Casteles au Sud et le granite d'Eychars au Nord ¹. Le Trias s'étire rapidement et les schistes gothlandiens des Trois-Seigneurs viennent un moment, au SW d'Eychars, s'appuyer directement contre le granite de l'Arize. Sous les maisons de Col del Four, le contact des deux massifs hercyniens coupe la route de Massat, pour remonter au-dessus de celle-ci et tourner au SW dans la direction de Massat, à nouveau suivi par une bande de terrains secondaires longue de plus de deux kilomètres et continue jusqu'à la vallée de l'Arac.

B. — LE CONTACT DU MASSIF DE L'ARIZE ET DU MASSIF DES TROIS-SEIGNEURS ENTRE COL DEL FOUR ET LA VALLÉE DE L'ARAC

La lame de terrains secondaires qui, dans le prolongement des lambeaux du Col de Port, jalonne le contact des Massifs de l'Arize et des Trois-Seigneurs sur la rive droite de l'Arac, est essentiellement constituée par une bande d'ophite surmontée de calcaires liasiques. Cependant, vers son extrémité orientale, entre Col del Four et La Rouquille, un affleurement de schistes noirs verticaux est associé à ces terrains. Plusieurs auteurs, en particulier de Lacvivier [188, p. 167], puis M. Léon Bertrand (Feuille de Foix), ont, avec raison semble-t-il, attribué ces schistes à l'Albien.

L'ophite apparaît dans le chemin de La Rouquille, au Sud de cette localité. Accompagnée sur son bord nord d'un petit affleurement de Trias gypseux (pl. III, coupe 1), la roche éruptive se poursuit vers le SW en une longue traînée dans le même chemin, puis dans le sentier de Matalas et elle atteint les alluvions de l'Arac à l'Ouest de la maison Vignal. Dans la partie occidentale de son affleurement, l'ophite est encore associée par place à des argiles bariolées

¹ La Feuille de Foix indique sur le bord méridional du lambeau d'Eychars un affleurement de schistes albiens. Je ne l'ai pas retrouvé ; sur toute sa bordure le gypse paraît s'appuyer vers le Sud contre des schistes siluriens.

et à des cargneules triasiques ; elle y est surmontée d'un témoin synclinal de calcaires liasiques.

La colline qui porte la ferme de Matalas offre une coupe simple (pl. III, coupe 2). L'ophite est accompagnée de Trias gypseux et de cargneules triasiques ; elle est surmontée par des calcaires en plaquettes, sans doute rhétiens, et par les calcaires du Lias inférieur qui occupent tout le sommet du mamelon et qui, dans la même situation, se poursuivent vers l'Ouest jusqu'à Vignal.

Entre La Rouquille et Matalas, la lame d'ophite, de Trias et de Lias est limitée sur son bord méridional par un plan de contact, certainement très redressé, avec les schistes carburés des Trois-Seigneurs. Ce contact est masqué au Nord de Vignal par les grès discordants du Crétacé supérieur. Vers le Nord, la bande de terrains secondaires est en relation par ses termes inférieurs (ophite, argiles triasiques) avec les terrains cristallins et primaires du Massif de l'Arize. Du NE au SW on trouve en effet, successivement, sur la bordure septentrionale de l'ophite, le granite de La Rouquille, les gneiss de Boussenac et les schistes siluriens granitisés et minéralisés des Ruines du Château d'Amour¹.

La nature précise et la signification exacte des contacts qui limitent ainsi, vers le SE et vers le NW, la lame secondaire synclinale de la rive droite de l'Arac ne me paraissent pas pouvoir être déduites du seul examen de cette région. Ces contacts sont-ils tous deux mécaniques et la bande secondaire, pincée verticalement entre les deux massifs hercyniens, est-elle totalement isolée ? Ou bien cette bande représente-t-elle la couverture régulière en place de l'un des massifs avec lequel elle est restée en connexion ? Nous ne pourrions pas répondre d'une manière formelle ; mais, cependant, l'étude des parages plus occidentaux incite plutôt à admettre que la bande secondaire correspond à un témoin de la couverture du Massif de l'Arize, par rapport auquel elle n'a, au moins par endroits, pas subi de déplacements relatifs notables ; tandis qu'au Sud les terrains secondaires sont séparés, sur toute leur bordure, des terrains cristallins et primaires du Massif des Trois-Seigneurs par un contact anormal.

C. — LA STRUCTURE DU KER DE MASSAT

Après une interruption d'environ 1.500 mètres sous les alluvions de l'Arac, les terrains secondaires réapparaissent, sur la rive gauche de la rivière, dans le Ker de Massat (cote 794). Ils y sont représentés par une série qui, plus complète à son sommet que dans la butte de Matalas, monte jusqu'à l'Urigo-Aptien. Le Ker de Massat est un rocher qui se dresse hardiment au-dessus de la plaine de l'Arac, entre Massat et Biert ; sur sa face sud le sommet principal est suivi

¹ J'ai découvert, au milieu du large affleurement que montrent ces schistes primaires au Sud de Boussenac, une étroite bande d'ophite, indépendante de celle de La Rouquille et de Matalas. Sans doute ce pointement isolé représente-t-il un témoin de la couverture secondaire, pincé entre des écailles primaires sur le bord méridional du Massif de l'Arize.

d'une longue crête, mollement vallonnée, qui se poursuit en direction méridienne jusqu'au-dessus du hameau du Col Dourben.

Coupe N-S par le Ker de Massat et le Col Dourben (pl. III, coupe 3). — Je vais analyser en détail une coupe passant par le Ker et par la crête qui lui fait suite vers le Sud. L'intérêt de cette coupe est majeur ; son interprétation est délicate et fort importante. On y voit s'amorcer, dans la zone de contact de l'Arize et des Trois-Seigneurs, la structure complexe qui subsiste plus à l'Ouest jusqu'à la vallée du Salat. La coupe montre du Nord au Sud :

1° les gneiss du Massif de l'Arize, sur la rive droite de l'Arac ;
 2° des schistes siluriens, faisant toujours partie du Massif de l'Arize, sous les fermes les plus hautes de la localité de Tarten ;
 3° des calcaires qui affleurent sous les maisons de Tarten. Ces calcaires sont certainement secondaires. Je crois qu'ils représentent l'Urgo-Aptien, la base de la série secondaire étant étirée.

4° des schistes noirs, verticaux, visibles dans le sentier au Sud de Tarten, à l'embranchement de la route de Massat et dans le lit de l'Arac, sous le pont de la route. Ces couches paraissent correspondre à une intercalation schisteuse dans l'Aptien, comme il en existe dans le Ker de Massat, ou, peut-être, à un synclinal albien très aigu.

5° les alluvions de l'Arac ;
 6° les calcaires urgo-aptiens gris clair, qui forment la masse principale du rocher du Ker. Ces calcaires admettent dans leur masse quelques intercalations peu épaisses de bancs schisteux. Sur les pentes septentrionales du rocher, en particulier dans une carrière creusée à sa base, les calcaires montrent de nombreuses sections de *Toucasia*.

7° des schistes ardoisiers de l'Ordovicien ¹ qui affleurent au col qui sépare le sommet 794 d'un petit mamelon rocheux plus méridional. Ces schistes sont pincés entre deux bandes de calcaires urgoniens, en une écaille qui est très étroite sur la coupe considérée.

8° une deuxième barre subverticale de calcaires urgo-aptiens absolument identiques à ceux du sommet 794 et montrant, comme eux, des intercalations schisteuses ;

9° des dolomies noires du Jurassique moyen, homogènes ou bréchoïdes, formant une étroite bande de quelques mètres de puissance ;

10° quelques mètres de calcaires gris que je crois pouvoir attribuer au Lias inférieur. Ces calcaires affleurent dans le sentier qui longe la crête.

11° des schistes carburés du Gothlandien (100 mètres) ;

12° les grès et les schistes du Crétacé supérieur. On les trouve déjà sous la première vers le Nord des maisons qui s'alignent le long de la crête. Les premiers

¹ L'étude du prolongement occidental de cette bande schisteuse montrera (p. 247) que son âge silurien ne peut être mis en doute, quoique sa situation puisse, au moins sur la coupe du Ker de Massat, paraître singulière.

bancs de grès, nettement discordants sur leur substratum, plongent de 45° vers le Sud. Plus au Sud, toute la crête, jusqu'aux ruines surmontant le Col Dourben, est occupée par les mêmes formations, qui affectent, dans l'ensemble, une disposition synclinale très nette.

13° le granite du Massif des Trois-Seigneurs, à la localité du Col Dourben.

L'interprétation de cette coupe appelle quelques remarques relatives à la situation des schistes siluriens intercalés entre les deux barres urgoniennes. D'une part, ces schistes sont certainement enracinés : leur continuité avec la bande qui se poursuit vers l'Ouest jusqu'à Soueix dans la vallée du Salat, de même que leur élargissement très net vers le bas, le prouvent. D'autre part, ils sont limités au Nord et au Sud par deux contacts anormaux. La nature de ces schistes, qui sont des schistes ardoisiers ordoviciens et non des schistes carburés gothlandiens comme ceux de la bande plus méridionale, montre qu'ils ne sont pas une réapparition plus frontale de ces derniers. On ne peut pas les considérer comme ramenés à la surface dans un anticlinal très aigu dont les flancs seraient étirés jusqu'aux calcaires urgo-aptiens. La lame de schistes siluriens me paraît être une véritable écaille qui s'est détachée sur le front du Massif des Trois-Seigneurs. Au Nord et au Sud de cette écaille, les deux bandes de terrains secondaires que montre la coupe du Ker correspondent à deux lambeaux des revêtements posthercyniens du Massif des Trois-Seigneurs pour la bande méridionale et du Massif de l'Arize pour la bande du sommet 794.

La coupe analysée suivant la crête du Ker révèle, en effet, au Sud de l'écaille hercynienne, l'existence d'une succession régulière et complète de terrains secondaires dans la bande méridionale qui comporte Aptien, Dogger et Lias et correspond à la couverture *in situ* des schistes carburés des Trois-Seigneurs.

En deux mots, la coupe du Ker de Massat, révèle l'existence, entre les Massifs de l'Arize au Nord et des Trois-Seigneurs au Sud, d'une écaille primaire intermédiaire qui est à rattacher au front du Massif des Trois-Seigneurs. Cette écaille sépare deux lambeaux très étirés de la couverture secondaire des deux massifs. L'écaille hercynienne intermédiaire et les deux étroites bandes de terrains secondaires se poursuivent vers l'Ouest, jusqu'aux abords de la vallée du Salat, dans la même situation, entre le Massif de l'Arize au Nord et le Massif des Trois-Seigneurs au Sud.

Vers l'Est, au contraire, l'écaille primaire s'étire entre les deux bandes de calcaires urgoniens qui viennent en contact sur les pentes orientales du Ker de Massat. Il faut, dès lors, tracer à travers la masse calcaire un contact anormal, issu de la fusion de ceux qui limitaient au Nord et au Sud l'écaille intermédiaire de schistes siluriens. Naturellement cet accident n'est pas visible dans la masse des calcaires verticaux ; mais l'absence de charnière anticlinale vers la terminaison des schistes siluriens, qui se présente bien comme due à un étirement, est parfaitement conciliable avec cette hypothèse.

Sur les pentes orientales du Ker de Massat, la bande méridionale de terrains secondaires s'étire progressivement vers l'Est. A mi-pente, le Lias inférieur n'est

déjà plus représenté et, seule, une étroite bande de dolomies jurassiques, intercalée entre l'Urgonien et les schistes carburés, atteint la plaine de l'Arac à l'Ouest du hameau de Lirhat. Sur la rive droite de l'Arac, où les mêmes schistes carburés viennent directement au contact du Lias de Matalas et de l'ophite de La Rouqueille, la couverture secondaire des Trois-Seigneurs est totalement étirée.

D. — LA ZONE DE CONTACT DES MASSIFS DE L'ARIZE ET DES TROIS-SEIGNEURS DEPUIS BIERT JUSQU'A LA VALLÉE DU SALAT

Suivons maintenant vers l'Ouest les diverses unités tectoniques que la coupe du Ker de Massat nous a permis de distinguer, à savoir, du Nord au Sud :

1° la bande septentrionale de terrains secondaires (revêtement posthercynien du Massif de l'Arize) ;

2° l'écaille hercynienne frontale des Trois-Seigneurs ;

3° la bande méridionale de terrains secondaires (revêtement posthercynien du Massif des Trois-Seigneurs).

1. — La bande septentrionale de terrains secondaires.

Les calcaires urgoniens du Ker de Massat se perdent très vite vers l'Ouest sous les alluvions de l'Arac, si bien que la bande calcaire est interrompue au Sud de Biert sur une distance d'environ 800 mètres et qu'elle n'est, en particulier, pas représentée en surface dans la coupe du ruisseau de Biert (planche III, coupe 4), où les schistes siluriens de l'écaille primaire atteignent la vallée de l'Arac.

Immédiatement à l'Ouest du ruisseau de Biert, surgit à nouveau, au Nord des schistes siluriens, une barre subverticale de calcaires urgoniens. Elle passe en avant des maisons du Clot et forme la falaise surplombant l'Arac. Cette barre de calcaires urgoniens est dans le prolongement du rocher du Ker ; elle montre à sa base les termes inférieurs de la série secondaire. En effet, les pentes qui surmontent directement le chemin de la rive gauche de l'Arac, entre le pont de Biert et le pont de Nabéos, sont occupées, sous la crête urgonienne, par une bande continue de dolomies jurassiques¹. La dolomie est elle-même suivie au Nord par des calcaires liasiques et par un pointement d'ophite triasique qui, coupés obliquement par le même chemin, 200 mètres à peine avant le pont de Nabéos, s'appuient au Nord sur les gneiss du Massif de l'Arize.

La disposition ainsi réalisée est représentée dans la coupe 5 de la planche III. Sans doute, vers l'Ouest, cette série sera-t-elle, à sa base, l'objet de nouveaux

¹ La Feuille de Foix indique, au contraire, en contre-bas de la crête urgonienne, une bande de schistes albiens.

étirements ; il n'en demeure pas moins que sur la coupe 5, celle qui passe par le pont de Nabéos, où la série est complète, ses divers termes succèdent régulièrement aux gneiss de l'Arize. Prise dans son ensemble, la bande secondaire représente un témoin en place du revêtement posthercynien du Massif de l'Arize.

Plus à l'Ouest, les calcaires urgoniens de la barre du Clot se poursuivent en une étroite bande qui passe au Nord de Col de Boulogne et atteint au delà, dans la même direction, la ferme du Coumelary. Sur leur bord méridional, les calcaires urgoniens sont toujours séparés des schistes ordoviciens de l'écaille intermédiaire par un contact mécanique. Vers le Nord, suivant le contact de la lame secondaire et des gneiss de l'Arize, l'ophite et le Lias s'étirent très rapidement, si bien qu'une étroite bande de dolomies jurassiques, par place elle-même très étirée, mais cependant à peu près continue, se poursuit seule en avant des calcaires urgoniens au Nord de Col de Boulogne et jusqu'au Coumelary.

La bande secondaire que nous suivons est faiblement couchée au Nord dans sa partie orientale, dans la région du Clot, ainsi qu'en accusent les inflexions des contours vers le Sud dans le ravin qui sépare le Clot de Col de Boulogne, lequel recoupe du Sud au Nord, entre les schistes siluriens et les gneiss, les calcaires urgoniens et les dolomies jurassiques. Par contre, à l'Ouest de Col de Boulogne, les couches secondaires se redressent et le profond ravin, dans lequel coule un petit affluent de l'Arac, coupe, sans déviation des contours de celle-ci, une lame devenue verticale.

Poursuivons notre examen toujours vers l'Ouest. La bande secondaire s'étire au Nord du Coumelary, où, sous l'agglomération de La Bourdasse, les schistes siluriens de l'écaille frontale des Trois-Seigneurs butent directement vers le Nord contre les gneiss de l'Arize. Cet étirement est tout à fait local et très vite au delà réapparaît, au Nord de la route de Biech à Aleu, sur les pentes méridionales du sommet 1065, une barre rocheuse, allongée en direction E-W, dans laquelle on peut reconnaître, du Nord au Sud, des calcaires liasiques, des dolomies jurassiques et des calcaires urgoniens (pl. III, coupe 7).

C'est encore là un témoin vertical très laminé de la couverture secondaire des gneiss de l'Arize. Il s'étire à son tour au Nord d'Aleu et la route qui, de ce village, descend au Castet-d'Aleu, montre le contact direct des schistes ardoisiers de l'écaille frontale des Trois-Seigneurs sur les gneiss de l'Arize qui plongent au Nord. La disposition est la même dans le thalweg du ruisseau qui coule à l'Ouest d'Aleu.

Il faut remonter sur la rive gauche de celui-ci, jusqu'à la crête de Picarets (pl. III, coupe 8a), pour trouver, formant au Nord des maisons une croupe bien indiquée dans la topographie, une lame aiguë de calcaires très redressés, sans doute urgoniens, qui s'accompagnent vers l'Ouest de dolomies jurassiques et de Lias. Cette étroite bande passe ensuite à Galas (pl. III, coupe 8c) et, après un court étirement, reparaît, toujours dans la même situation tectonique, et coupe le lit du ruisseau qui se jette dans l'Arac à la cote 430 au Sud de Pontaut. La dolomie jurassique affleure sur la rive gauche du ruisseau, en face d'un petit

pont, à 300 mètres à peine au Sud du confluent. Elle y est intercalée entre les schistes ardoisiers des Trois-Seigneurs, au Sud, et le granite de Soulan (Massif de l'Arize), au Nord.

La dolomie remonte vers l'Ouest, où il est difficile de la suivre à travers les bois et, à nouveau accompagnée de calcaires, vient se terminer par étirement à l'Est du mamelon 699.

Dans la vallée du Salat, où, sur la rive droite, les travaux du chemin de fer transpyrénéen ont mis à nu, au Nord de Soueix, une très belle coupe, les schistes siluriens des Trois-Seigneurs viennent s'appuyer directement, suivant un contact mécanique subvertical, contre les gneiss du Massif de l'Arize (pl. III, coupe 10). Mais très vite vers l'Ouest, sur la rive gauche du Salat, au-dessus du village de Saint-Sernin, apparaît, dans le prolongement de la bande que nous suivons depuis le Ker de Massat, une bande verticale de terrains secondaires (pl. III, coupes 11 et 12). Ceux-ci se poursuivent vers l'Ouest au delà de la vallée d'Alos, où ils se disposent suivant le Synclinal de Surroque ¹, entre le Massif de l'Arize et le Massif des Trois-Seigneurs.

2. — L'écaille frontale de schistes siluriens du Massif des Trois-Seigneurs.

La bande des schistes siluriens ramenés à la surface dans l'écaille frontale du Massif des Trois-Seigneurs s'élargit rapidement à l'Ouest du Ker de Massat, où, sur 800 mètres, les schistes bordent la vallée de l'Arac. A l'Ouest du ruisseau de Biert, l'affleurement primaire se poursuit en direction E-W, en une lame dont la largeur n'excède pas 400 mètres, entre les deux bandes de calcaires secondaires, celle du Clot, de Col de Boulogne et du Coumelary, au Nord, celle de Col del Séré et de Col de Bidal ², au Sud.

Tout au long de leur affleurement, ces schistes ordoviciens, qui sont d'ailleurs fortement métamorphisés, sont injectés de nombreux pointements de granite. Sans rentrer dans des détails qui n'ont qu'un intérêt cartographique (pl. II), il n'est pas dépourvu d'intérêt d'indiquer ici l'extrême diffusion de ces apophyses de granite.

De petits affleurements de granite se montrent sur le chemin de Col de Boulogne à Col de Bidal ; à leur contact, les schistes siluriens, rubéfiés, sont profondément métamorphisés. Le sentier qui descend dans le ravin vers l'Ouest de Col de Boulogne recoupe, lui aussi, une longue apophyse de granite ; dans le thalweg, celle-ci se relie à un massif d'une certaine étendue qui occupe le confluent de ce ravin et du vallon de Campfaba. Ce massif de granite pousse de toutes parts de longues apophyses ramifiées au sein des schistes siluriens plus ou moins incomplètement granitisés. Plus à l'Ouest, le sentier de Biech montre

¹ Voir p. 391.

² Le nom de Col de Bidal n'est pas indiqué sur la Carte d'Etat-Major au 1 : 80.000. Il désigne un groupe de maisons situées à 400 mètres au Sud de Col de Boulogne.

à nouveau plusieurs petits pointements de granite, tandis qu'un plus vaste affleurement de la même roche supporte les maisons les plus septentrionales de cette localité.

A l'Ouest de Biech, les schistes ardoisiers se poursuivent au Nord de la bande ophitique d'Aleu, où ils montrent encore à l'Est d'Aleu, dans la tranchée de la route, un petit pointement de granite. Je n'ai pas trouvé de granite dans des parages plus occidentaux, où, vers Picarets et Galas, les schistes primaires occupent toujours la même situation tectonique entre les calcaires secondaires qui bordent l'Arize et l'étroite bande d'ophite de Picarets qui prolonge celle d'Aleu.

Au delà de Galas, vers l'Ouest, l'écaille silurienne perd, semble-t-il, toute individualité. Elle se soude au Massif des Trois-Seigneurs, en bordure duquel on ne trouve plus, jusqu'au contact de l'Arize, qu'une masse homogène de schistes ordoviciens. La traînée d'ophite qui limitait au Sud l'écaille intermédiaire disparaît. En même temps, les schistes siluriens représentés sur le front du Massif des Trois-Seigneurs ne sont plus maintenant des schistes carburés, mais ce sont les mêmes schistes ardoisiers de l'Ordovicien que ceux qui, plus à l'Est, caractérisaient d'une manière exclusive cette écaille plus frontale. Il devient, dès lors, impossible de tracer un contact anormal à travers une masse schisteuse qui, paraissant homogène, atteint la vallée du Salat en face de Soueix, où elle montre un nouveau pointement de granite. Sans doute, la cassure qui, depuis le Ker de Massat jusqu'à Galas, séparait du Massif des Trois-Seigneurs une écaille frontale, a-t-elle disparu latéralement, l'écaille s'incorporant à l'ensemble du massif.

3. — La bande méridionale de terrains secondaires.

La bande méridionale de terrains secondaires est représentée dans sa partie orientale par des affleurements calcaires qui prolongent ceux que nous avons reconnus dans la même situation au Ker de Massat. Dans sa partie occidentale, à l'Ouest de Biech, cette bande ne montre plus, au contraire, qu'un alignement de traînées discontinues de Trias ophitique.

La lame calcaire du Sud du Ker de Massat et de Col del Séré. — Revenons au Ker de Massat, pour suivre maintenant vers l'Ouest la bande méridionale de terrains secondaires que nous avons distinguée dans la coupe du Ker (pl. III, coupe 3). Cette bande comporte, au Nord des schistes carburés des Trois-Seigneurs, des calcaires liasiques, des dolomies jurassiques et des calcaires urgoniens et, par ces derniers, elle bute au Nord, suivant un contact anormal, contre l'écaille de schistes ordoviciens qui vient d'être étudiée dans le paragraphe précédent.

En suivant les terrains secondaires vers le ruisseau de Biert, on voit la dolomie jurassique s'élargir, tandis que, de part et d'autre de celle-ci, les calcaires

urgoniens et le Lias s'étirent notablement. L'Urgonien n'est plus représenté au Sud de Biert que par une étroite barre verticale formant un mur qui se dresse au-dessus des schistes siluriens. Cette barre s'étire même avant d'atteindre la vallée et la route qui suit celle-ci sur sa rive droite montre les dolomies jurassiques en contact, sur leur bord nord, avec les schistes siluriens, tandis qu'au Sud un petit affleurement de calcaires liasiques, accompagnés de cargneules sans doute triasiques, sépare la même bande dolomitique des schistes carburés du Massif des Trois-Seigneurs. La coupe de la rive droite du ruisseau de Biert (pl. III, coupe 4), dont nous aurons encore à parler en maintes occasions, offre en effet, du Nord au Sud, la succession suivante :

- 1° gneiss du Massif de l'Arize ;
- 2° alluvions de l'Arac. Ces alluvions masquent la bande septentrionale de terrains secondaires qui correspond à la couverture du Massif de l'Arize.
- 3° schistes ordoviciens (écaille intermédiaire) ;
- 4° calcaires urgoniens (étroite barre qui est totalement étirée suivant le thalweg) ;
- 5° dolomies jurassiques ;
- 6° calcaires liasiques et cargneules (celles-ci sans doute triasiques) ;
- 7° schistes gothlandiens du Massif des Trois-Seigneurs ;
- 8° granite d'Agneit ;
- 9° flysch cénomanien, disposé en un synclinal discordant sur les plis du substratum qui, eux, sont redressés à la verticale ;
- 10° granite des Trois-Seigneurs.

Sur la rive gauche du ruisseau de Biert, le vieux sentier de Ségadou et la route toute nouvelle qui monte en lacets à Col del Séré recoupent plusieurs fois la lame méridionale de terrains secondaires. Celle-ci est surtout représentée dans le bas du vallon par des dolomies jurassiques que borde au Nord un étroit liséré de calcaires urgoniens, tandis que le Lias est complètement étiré au Sud de cette lame verticale. La dolomie s'étire elle-même localement, si bien que, dans son trajet N-S en face de Ségadou, la nouvelle route montre les schistes gothlandiens de Ségadou au contact des schistes ordoviciens du Clot, la lame secondaire faisant ici totalement défaut. Les calcaires urgoniens affleurent à nouveau vers l'Ouest au-dessus de la route ; ils sont très laminés et suivis, au Sud, d'une étroite bande de dolomies jurassiques. Prolongeant celle du ruisseau de Biert, cette nouvelle lame secondaire verticale passe sous les maisons de Col del Séré et sous Col de Bidal. A cette dernière localité, quelques bancs calcaires sont plaqués verticalement au Sud des dolomies jurassiques, comme ceux signalés plus haut dans la même position sur les coupes 3 et 4. Sans doute représentent-ils aussi le Lias inférieur laminé.

A l'Ouest de Col de Bidal se trouve, dans l'alignement que nous suivons, un dernier affleurement calcaire, accompagné d'un tout petit pointement d'ophite. Il s'étire rapidement vers l'Ouest. Dans cette direction la bande méridionale de terrains secondaires se poursuit, toujours parallèlement à la bande septentrio-

nale ; mais elle ne montre plus, dans cette partie occidentale, qu'une série d'affleurements très discontinus d'ophite associée par place à des sédiments triasiques : on n'y trouve plus trace de calcaires secondaires. Sans doute, les calcaires sont-ils perdus en hauteur ; le repli secondaire, engagé moins profondément entre les terrains primaires du Massif des Trois-Seigneurs et ceux de son écaille frontale, ne montrant plus que son terme inférieur, le Trias.

Les affleurements de Trias gypseux et d'ophite d'Aleu, de Picarets et de Galas. — Examinons, de l'Est à l'Ouest, les affleurements de Trias et d'ophite qui s'alignent suivant la même bande que la lame calcaire de Col del Séré.

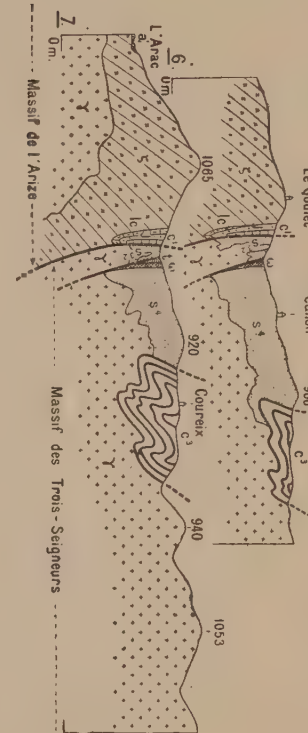
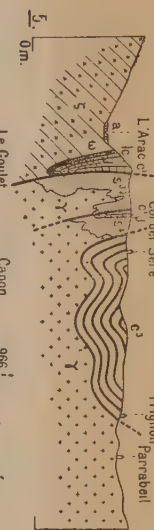
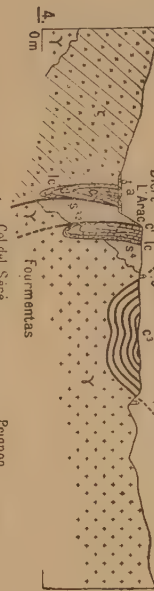
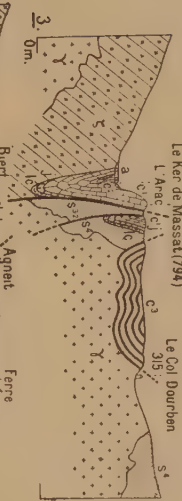
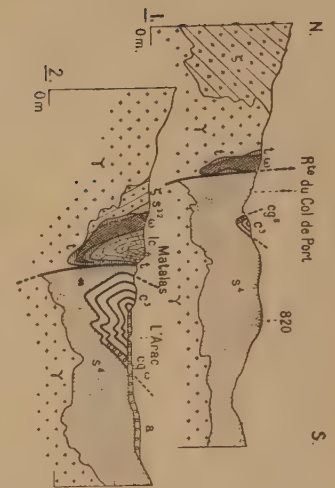
Un premier pointement d'ophite occupe le grand ravin situé à l'Est de Biech (pl. III, coupe 6). Il s'étire rapidement vers l'Ouest, si bien que la localité de Biech est à cheval sur le contact anormal qui sépare les schistes carburés des Trois-Seigneurs des schistes ardoisiers, injectés de granite, de l'écaille plus frontale.

Suivant ce même contact s'intercale, 200 mètres à l'Ouest de Biech, un nouveau massif d'ophite. Beaucoup plus important que le précédent, il s'allonge en direction E-W sur une longueur de 1.500 mètres ; il est situé à mi-pente au-dessus du vallon qui, creusé dans les schistes carburés, court de Biech à Aleu et en contre-bas de la route de Biech, tracée, plus au Nord, dans des schistes ardoisiers granitisés. L'ophite est accompagnée, sur son bord nord, d'un affleurement de schistes rouges et d'argiles bariolées gypsifères du Keuper (pl. III, coupe 7). Les pendages subhorizontaux que montrent ces couches triasiques sur la route d'Aleu témoignent de leur allure sans doute très bouleversée. La bande d'ophite s'élargit vers l'Ouest et la roche éruptive affleure sous toute la partie septentrionale du village d'Aleu, tandis qu'au Sud (voir p. 263) le Flysch cénomanien coupe obliquement le contact de l'ophite et des schistes carburés des Trois-Seigneurs. A l'Ouest d'Aleu, les prairies masquent la limite occidentale de l'affleurement d'ophite qui paraît cependant complètement étiré dans la vallée.

En remontant dans le sentier de Picarets, on trouve bientôt à mi-pente, dans le prolongement de la bande ophitique d'Aleu, un petit affleurement d'argiles bariolées ; puis, plus haut, au voisinage d'une petite source, apparaît une nouvelle bande d'ophite altérée. Très étroite, n'excédant pas 20 mètres de puissance, elle passe au milieu des maisons de Picarets (pl. III, coupe 8 a) et, toujours située entre les schistes siluriens des Trois-Seigneurs et ceux de l'écaille frontale, se poursuit vers l'Ouest dans le vallon qui court de Picarets à Galas, seulement interrompue à Galas-d'en-haut, où elle est localement recouverte par le Cénomanien discordant (pl. III, coupe 8 b). L'ophite s'étire au Sud de Galas et, plus à l'Ouest, jusqu'à la vallée du Salat, où elle ne subsiste, sur le front du Massif des Trois-Seigneurs, au milieu d'une masse de schistes siluriens qui paraît homogène, de la bande de calcaires secondaires et d'affleurements ophitiques que nous venons de suivre depuis le Ker de Massat jusqu'à Galas, par Biech, Aleu et Picarets.

COUPES GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION D'OUST ET DE MASSAT

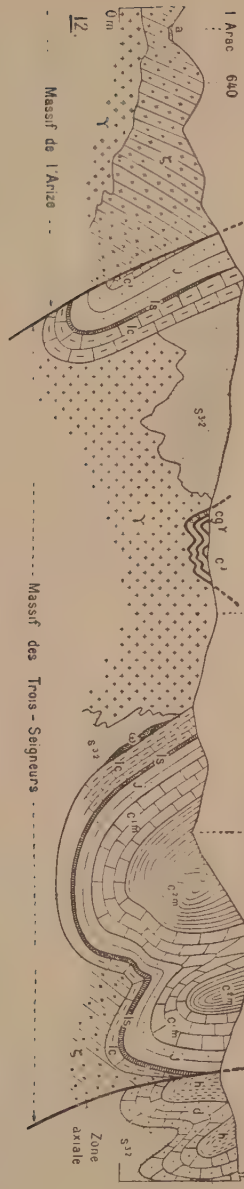
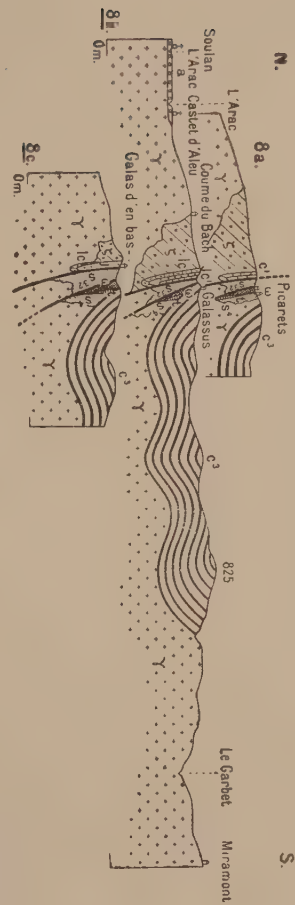
Échelle : 1/50.000*.



LÉGENDE

γ granite; ζ gneiss et micaschistes; s²⁻³ Ordovicien; s⁴ Gothlandien; d Dévonien; h schistes carbonifères; t Trias gypseux; ω ophite; lc Lias inférieur calcaire; ls Lias moyen et supérieur schisteux; j dolomies du Jurassique moyen; c¹ calcaires urgo-aptiens; c² schistes albiens; jcm calcaires marmoréens jura-crétacés; c^{1m} calcaires aptiens métamorphiques; c^{2m} schistes albiens métamorphiques; c³ grès et schistes cénomaniens et crétacés supérieurs (?); cg conglomérat de base du Cénomaniens (cg^γ conglomérat granitique, cg^s conglomérat à éléments schisteux, cg^ω conglomérat ophitique); a alluvions anciennes et récentes.

N. B. — L'emplacement des coupes est porté sur la carte de la planche II.



II. — LA COUVERTURE CÉNOMANIENNE DU MASSIF DES TROIS-SEIGNEURS. — LE SYNCLINAL D'OUST ET DE MASSAT

Nous en venons maintenant à l'examen de la couverture discordante de Crétacé supérieur. Au Sud des étroites bandes de terrains secondaires qui viennent d'être analysées sur le front du Massif des Trois-Seigneurs, se trouve un vaste affleurement de Crétacé supérieur à faciès flysch. Il débute un peu à l'Est de Massat et, seulement interrompu par les vallées de l'Arac, du Garbet et du Salat, s'allonge en direction E-W, au Sud de Boussenac, de Biert, d'Aleu et de Soueix, jusqu'au delà du village de Rogalle. L'affleurement atteint une quinzaine de kilomètres de long ; sa plus grande largeur, à l'Est d'Oust, est de 4 kilomètres.

A. — CARACTÈRES LITHOLOGIQUES ET AGE DU FLYSCH D'OUST ET DE MASSAT

L'affleurement de Crétacé supérieur d'Oust et de Massat montre des formations très variées. Ce sont principalement des alternances de grès jaunes et de marnes bleuâtres, plus ou moins schisteuses. Les grès rappellent tout à fait les grès de Celles ; comme ces derniers, ils sont micacés et parfois ferrugineux. Dans les marnes et les grès sont intercalés des bancs de calcaires marneux ou gréseux et des lentilles de microbrèches calcaires. Les brèches calcaires, que l'on retrouve à des niveaux différents dans toute la formation, sont cependant plus fréquentes vers sa base, où elles deviennent aussi plus grossières. Souvent même, et j'aurai l'occasion d'en signaler de nombreux exemples en étudiant la bordure de l'affleurement, le Cénomaniien débute par un conglomérat de base. Ces conglomérats, tantôt monogéniques, tantôt polygéniques, peuvent être, suivant les cas, de véritables poudingues ou des brèches sédimentaires. Les éléments qui les constituent, de tailles très différentes, sont aussi de natures très variées ; ce sont, par exemple, des schistes et des quartzites primaires, des blocs de granite (conglomérat granitique de Rogalle), des blocs d'ophite (conglomérat ophitique de Beauregard). L'examen de ces conglomérats de base nous offrira toujours des indications précieuses relatives à la nature du substratum du Cénomaniien discordant et nous sera d'un grand secours dans l'étude des relations structurales du Flysch avec les terrains qui l'entourent.

Les grès et les marnes schisteuses d'Oust n'ont jamais fourni d'autres fossiles que des empreintes d'Algues désignées sous le nom de Fucoides. Par contre, les microbrèches calcaires montrent dans leurs éléments remaniés, à côté de thalles de Mélobésiées et de débris d'Echinodermes et de Bryozoaires, une microfaune très riche (Orbulines, Textilaires, Miliolles, Globigérines, Orbito-

lines, etc.)¹. Il est souvent très difficile de faire dans une préparation la part de ce qui revient aux éléments remaniés et au ciment; aussi ne peut-on fixer que la limite inférieure de l'âge de la formation. La faune trouvée n'autorise à formuler que l'affirmation suivante : *le Flysch d'Oust est cénomanien ou appartient à un étage plus récent dans le Crétacé supérieur*.

Devant l'absence de fossiles caractéristiques, les auteurs se sont basés sur des caractères minéralogiques pour fixer l'âge de ces formations et, du fait de leur grande analogie de faciès avec les grès de Celles, les ont, comme ceux-ci, rapportées au Crétacé supérieur; mais ils ne sont pas d'accord sur l'étage auquel elles appartiennent².

Je ne conclurai pas personnellement, vu l'absence de données paléontologiques précises. Le problème de l'âge des grès d'Oust est le même que celui de l'âge des grès de Celles. Ne me basant que sur des analogies de faciès, je crois que le Cénomanien est largement représenté à la base de la formation. Seule la découverte de fossiles peut démontrer la présence du Turonien et du Sénonien.

Les couches crétacées d'Oust et de Massat sont disposées dans un vaste synclinal complexe, un synclinorium, dans lequel on reconnaît plusieurs ondulations qui s'alignent parallèlement en direction E-W. Dans le détail, les couches peuvent être localement très bouleversées, irrégulièrement plissotées, ou même accidentées de cassures.

L'allure de l'affleurement, dont la disposition synclinale est partout très nette, dénote cependant l'action de poussées tangentielles intenses, non seulement par l'existence des nombreux replis qui l'affectent, mais surtout par le déversement que sa bordure montre par place. En effet, si sur certaines coupes, comme celle que l'on peut relever au méridien de Biert (pl. III, coupe 4), en remontant le ruisseau qui coule vers cette localité, le synclinal est symétrique, ailleurs, au Sud d'Oust (pl. III, coupe 10) par exemple, son bord méridional est redressé à la verticale, suivant une disposition qui témoigne de l'action de poussées venues du Sud. Lui aussi, le bord septentrional de l'affleurement de Flysch est accidenté, dans la région de Campfaba (pl. III, coupes 6 et 7), de renversements locaux dus à des phénomènes de contre-poussée.

¹ L'existence de cette faune de Foraminifères réfute l'opinion de Caralp qui confondait le Flysch d'Oust avec les schistes ardoisiers et le rapportait au Primaire [70].

² Magnan, qui considérait les grès de Celles comme cénomaniens, attribue le même âge aux grès d'Oust.

De Lacvivier, qui, dans sa thèse [188], donne du Flysch d'Oust-Massat plusieurs coupes très judicieusement interprétées, pense que les conglomérats de base qu'il signale en plusieurs points sont cénomaniens, tandis que les grès schistoïdes qui les recouvrent correspondraient au Turonien et au Sénonien.

Pour Roussel [271, p. 169] et pour Carez [81, p. 128, 91, IV, p. 2222] toute la formation serait cénomaniennne, le Turonien et le Sénonien occupant, peut-être cependant, à sa partie supérieure une place infime.

M. Léon Bertrand (Feuille de Foix) rapporte les grès d'Oust et de Massat au Sénonien, ainsi que les grès de Celles, ceux de Saurat et ceux d'Arbas.

Les dispositions originelles sont ainsi souvent masquées et comme, d'autre part, le Flysch affecte une indépendance d'allure totale par rapport aux terrains plus anciens qui l'entourent et qu'il occupe, au milieu de ceux-ci, une région dans l'ensemble assez déprimée, M. Léon Bertrand [30, p. 118] a pu croire que son affleurement correspondait à une fenêtre, contrairement aux opinions formulées par les anciens auteurs, en particulier par de Lacvivier, Roussel et Carez.

Ainsi que je l'écrivais en 1928 dans une note préliminaire [101], l'étude de la bordure du lambeau d'Oust et de Massat apporte des faits fondamentaux. Partout vers la périphérie de son affleurement, le Cénomaniens repose sur le granite ou sur les schistes primaires du Massif des Trois-Seigneurs. Il n'atteint pas vers le Nord la cassure qui sépare ce massif de celui de l'Arize ; mais, par place, il arrive jusqu'à l'écaille frontale des Trois-Seigneurs, débordant la lame de terrains secondaires pincée au Sud de celle-ci. Le Crétacé supérieur montre ainsi, par rapport à son substratum, une disposition que seuls des phénomènes de plissements antécénomaniens peuvent expliquer.

B. — LA PÉRIPHÉRIE DE L'AFFLEUREMENT DE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR D'OUST ET DE MASSAT

I. — L'extrémité orientale de l'affleurement ; les environs de Massat

A la sortie de Massat, la route du Col de Port traverse les alluvions de l'Arac ; puis, immédiatement après le pont, elle recoupe les schistes cénomaniens associés à des grès et à des calcaires gréseux. Ces couches très bouleversées sont, dans l'ensemble, subverticales. Au premier tournant elles butent, dans le talus nord de la route, contre un affleurement de schistes carburés gothlandiens, lui-même plaqué contre le Trias gypseux, l'ophite et le Lias de la colline de Matalas.

Tandis que l'ophite se poursuit vers le NE en une longue traînée jusqu'à La Rouquille, la route, plus au Sud, reste dans le Cénomaniens qui est toujours très bouleversé. Les schistes, les bancs gréseux, les fines plaquettes de grès micacés, particulièrement riches en traces de Fucoïdes, y sont affectés de toutes sortes de dislocations, de plissements, de plis-failles en miniature. Ils n'en affectent pas moins un pendage général vers le Nord, tout le long du parcours E-W de la route au-dessus du ruisseau. Les plongements sont les mêmes dans le lit de celui-ci, ainsi que sur la butte de Beauregard. Il semblerait donc, après un examen rapide, que le Flysch s'enfonce sous les schistes carburés qui lui font suite au Nord (pl. III, coupe 1). Mais il suffit de suivre l'affleurement crétacé jusqu'à son extrémité orientale pour voir qu'il n'en est rien. Le Cénomaniens se termine, en effet, en hauteur sur les schistes carburés (pl. III, coupe 1).

Cent mètres environ après le tournant à angle droit que fait la route, on

atteint le contact du Cénomanien et des schistes carburés ¹. L'inclinaison de ce contact n'est pas visible sur le bord de la route, où le Flysch montre à sa base, sous sa masse principale schisto-gréseuse, des bancs très puissants de microbrèches calcaires polygéniques. Ces bancs traversent la route, descendent dans le ruisseau et passent sur sa rive gauche, où ils se terminent en un lambeau qui repose sur les schistes carburés. Cette terminaison périclinale du synclinal cénomanien est très nette. La coupe visible dans le lit du ruisseau est particulièrement parlante. Les brèches calcaires du Cénomanien y reposent sur les schistes carburés suivant un plan qui plonge de 30° vers le SW.

L'examen des brèches cénomaniennes est aussi très instructif. Les premiers bancs de la formation constituent un véritable *conglomérat de base* du Cénomanien. Le fond de la roche est constitué par une microbrèche assez grossière, dont les éléments, en majeure partie calcaires, sont encore anguleux, mais témoignent cependant d'un début d'usure. Ce fond calcaire emballe de très nombreux éléments de schistes siluriens. Ceux-ci, schistes ardoisiers de l'Ordovicien et schistes carburés du Gothlandien, sont directement empruntés au substratum du Cénomanien. Leur taille et leur forme sont très variables. Les plus volumineux sont arrondis et la roche prend alors par place l'aspect d'un poudingue. Les plus petits, restés anguleux, sont parfois répartis dans toute la masse des bancs calcaires; ailleurs ils se montrent disposés en lits parallèles à la stratification. On peut, en étudiant la formation sur une certaine épaisseur, sur une vingtaine de mètres, y observer plusieurs niveaux superposés où les conglomérats deviennent plus grossiers; ce qui indique des ruptures d'équilibre successives dans la sédimentation.

Toutes les observations que l'on peut faire en cet endroit (superposition effective du Cénomanien aux schistes siluriens, contribution de ces schistes à la formation du conglomérat de base du Cénomanien et des microbrèches qui caractérisent la partie inférieure de la formation crétacée) autorisent à formuler l'affirmation suivante :

A son extrémité orientale l'affleurement de Crétacé supérieur de Massat repose sur les schistes carburés, sur lesquels il s'est déposé transgressivement.

Des faits du même ordre sont fournis, toujours vers la terminaison orientale du synclinal, par l'étude de son bord méridional au Sud de la localité de Beauregard. Sur les pentes orientales de la colline de Beauregard, les grès et les schistes cénomaniens plongent au NW jusqu'à leur contact avec les schistes carburés. Vers le Sud le Cénomanien atteint, au bas de la colline, la plaine d'alluvions de Massat. Affecté des mêmes pendages vers le NW, il montre à sa base un conglomérat très grossier qui a été signalé par de Lacvivier (188, p. 223) sous le nom de conglomérat ophitique. C'est une formation à

¹ De Lacvivier [188, p. 222, fig. 41] attribue à l'Albien ces schistes du Touroun de Bastouet; ce sont, cependant, des schistes carburés typiques.

éléments énormes et de nature variable. Des blocs d'ophite, très nombreux et souvent de grande taille, y voisinent avec des quartzites et des schistes primaires, des schistes carburés typiques en particulier. Ce *conglomérat polygénique à éléments ophitiques* représente encore le conglomérat de base du Cénomanién.

En voyant la part prépondérante qui revient, dans la constitution de ce poudingue de base aux blocs d'ophite, on ne peut s'empêcher de songer, relativement à leur origine, au vaste affleurement d'ophite que montre, tout près de là, le substratum du Cénomanién dans la région de Matalas et de La Rouqueille.

Ainsi, la terminaison orientale du lambeau de Crétacé supérieur d'Oust et de Massat révèle sa disposition synclinal. Le Flysch repose sur un substratum affecté par des plissements antécénomaniens et sur lequel il s'est déposé en discordance. Le renversement au Sud du bord septentrional du synclinal sur la route du Col de Port n'est qu'un accident de détail qui ne saurait passer pour une disposition générale et qui doit être mis en relation avec des phénomènes de contre-poussée dont nous trouverons aussi la trace plus à l'Ouest, en suivant cette même bordure septentrionale.

II. — La bordure méridionale de l'affleurement.

J'ai suivi pas à pas, sur la bordure méridionale de l'affleurement d'Oust et de Massat, le contact du Flysch avec les terrains primaires et cristallins du Massif des Trois-Seigneurs. Tout au long de ce contact, sur 15 kilomètres, on peut observer la superposition effective du Flysch au massif ancien. La planche II indique, par ailleurs, un tracé de ce contact qui diffère beaucoup de celui qui est représenté sur la première édition de la Feuille de Foix.

Suivons, de l'Est à l'Ouest, le bord méridional du Synclinal d'Oust et de Massat.

a) De Massat à la vallée du Garbet. — Le contact du Cénomanién discordant et du Primaire est masqué sous la ville de Massat par les alluvions ; mais il est bientôt visible dans la direction du Col Dourben. Il met en présence du Flysch les schistes carburés, puis le granite des Trois-Seigneurs.

Au Col Dourben, suivant la coupe 3 (pl. III) déjà analysée (p. 243), la disposition est très caractéristique. Le granite affleure sur la route, sous les maisons du petit hameau qui porte le nom du col, et remonte sur les pentes du mamelon 815. Ce n'est que presque au sommet de ce mamelon que l'on trouve les puissants bancs de calcaires gréseux de la base du Cénomanién. Plongeant de 45° vers le Nord, ils sont superposés au granite.

La végétation masque sur la coupe précédente le contact immédiat des deux formations. On peut, par contre, l'observer dans d'excellentes conditions, 500 mètres plus à l'Ouest, au voisinage du hameau du Ferré, dans le sentier

qui monte à travers champs au Nord de la maison Catou. Là encore, les calcaires cénomaniens, en bancs épais plongeant au Nord, recouvrent manifestement le granite. De plus, les premières couches du Cénomanien, dont la figure 30 reproduit la succession, offrent des caractères très particuliers. Immédiatement au-dessus du granite γ , des schistes s alternent sur 2 ou 3 mètres avec des arkoses a . Plus haut, les premiers bancs de calcaires gréseux du Cénomanien $g\gamma$ montrent dans leur masse de nombreuses enclaves de granite qui ont été empruntées au substratum, exactement comme le sont les éléments d'un poudingue. Le granite sous-jacent a d'ailleurs contribué à la formation des premiers bancs du Cénomanien autrement que par l'inclusion dans ceux-ci de quelques galets intacts de cette roche ; les calcaires montrent en très grande quantité des éléments détritiques empruntés au granite, en particulier du quartz qui en fait un calcaire très gréseux et du

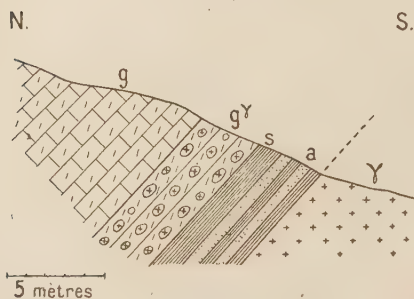


Fig. 30. — Coupe de détail des couches de base du Cénomanien au Nord du hameau du Ferré.

γ granite du Massif des Trois-Seigneurs ; s schistes cénomaniens ; a arkoses ; $g\gamma$ calcaire gréseux à galets de granite ; g calcaires gréseux.

mica noir, dont les paillettes, parfaitement visibles à l'œil nu, y abondent. Au-dessus de cette zone de contact, les éléments détritiques se font rares et les bancs cénomaniens g reprennent leurs caractères normaux.

Au Ferré, comme à Beauregard, comme à l'Est de Massat, le Cénomanien débute donc par un conglomérat plus ou moins grossier, dont les éléments sont directement empruntés au substratum sur lequel ce terrain s'est déposé en transgression.

Suivons plus à l'Ouest le contact du Flysch et du granite. Il traverse le ruisseau de Biert. Dans la vallée, l'inflexion très accusée de ce contact vers l'aval indique, aussi bien que la constance des pendanges du Cénomanien vers le Nord, que ce dernier terrain est toujours superposé au granite. Sur la rive gauche du ruisseau, les grès crétacés, plongeant toujours au Nord, remontent vers Le Prignon et Brozy, recouvrant le granite qui, dans une situation topographique très inférieure, occupe le thalweg du profond vallon de Moures.

Le contact du Flysch et du granite suit, au delà vers l'Ouest jusqu'au Nord d'Anillac, un tracé très sinueux que la carte (pl. II) met parfaitement en évidence. Avec ses inflexions régulières vers l'aval dans toutes les vallées qui se dirigent au Nord, cette ligne est exactement la trace de l'intersection par la surface topographique d'un plan, sans doute tant soit peu ondulé, mais plongeant uniformément de 45° vers le Nord.

Les lacets de la route d'Anillac à Oust recourent à plusieurs reprises le contact du granite et du Flysch ; on peut, autant de fois, observer la superposition des grès et des schistes crétacés au granite. Cette disposition est aussi nette vers la ferme de Puech qu'au dernier grand tournant de la route. En ce dernier endroit je signalerai que les schistes cénomaniens sont très plissés et même broyés au contact du granite qu'ils recouvrent. Ce fait peut s'observer sur le bord de la route ou, mieux, sous une grange en ruines, dans un petit sentier qui monte vers le Nord. Sans doute, la couverture cénomaniennne a-t-elle ici faiblement rejoué, indépendamment de son substratum cristallin, sous l'effet de phénomènes orogéniques postérieurs à son dépôt, d'où l'existence d'une zone de broyage, à sa base, suivant la surface de ce petit décollement local.

Atteignant ensuite vers le SW la vallée du Garbet, les assises crétacées (grès, schistes, marno-calcaires bleuâtres) montrent encore dans la tranchée de la route, avant de se perdre momentanément sous les alluvions, une allure très désordonnée. Elles sont très plissées, faillées, accidentées de plis-failles ; peu inclinées dans l'ensemble, ce n'est qu'au contact du granite qu'elles se relèvent à 45°.

b) De la vallée du Garbet à la vallée du Salat. — Sur la rive gauche du Garbet, la colline qui, au Sud de Plech, porte la cote 905 montre à nouveau le Flysch reposant sur le granite.

La Feuille de Foix est inexacte dans ces parages. Elle indique, comme limite orientale du vaste affleurement de Flysch qui occupe les premiers mamelons boisés au Sud du confluent du Garbet et du Salat, le ruisseau qui coule du Sud au Nord entre la crête de Serrelongue et le mamelon 905 figuré en granite. Il n'en est rien. Le Cénomanien traverse en réalité ce ruisseau et s'étend 1.000 mètres plus à l'Est. Il forme tout le sommet du mamelon 905, où il se termine en hauteur sur le granite, au Nord d'Arrous. En effet, seules les pentes septentrionales du mamelon 905 sont en granite ; mais le granite est recouvert par des schistes, des grès et des microbrèches calcaires du Cénomanien qui, sur leur bord nord, plongent à 45° vers le Sud. Sur la bordure méridionale du synclinal qui l'affecte, dans le thalweg du vallon qui limite au Sud la colline 905, le Flysch est, par contre, vertical au contact du granite (pl. III, coupe 10).

Dans le prolongement occidental de l'axe du petit synclinal dissymétrique qui vient d'être décrit, les bancs cénomaniens traversent le ruisseau à l'Ouest de la butte 905 et remontent vers Serrelongue. Le contact de ces bancs et du granite est encore vertical ; il a la même inclinaison sous les maisons de Bincaret et se dirige vers le NW, pour atteindre enfin la vallée du Salat au Nord du cimetière de Seix.

La colline, dont la crête est suivie par le chemin de Bincaret à Seix, a une structure assez complexe. Le chemin suit en direction les schistes cénomaniens redressés à la verticale, très plissés dans le détail et présentant de nombreux bancs calcaires interstratifiés ; au Sud de ceux-ci, court une bande calcaire qui

s'élargit vers le NW pour former la petite butte qui domine le cimetière de Seix. Ces calcaires plongent très fortement au Sud ; mais, en redescendant vers le vallon qui court entre la crête de Bincaret et celle qui porte la cote 503, on voit que ces bancs sont suivis d'alternances de schistes noirs et rouges, de marnes vertes et rouges, de calcschistes et de cargneules jaunâtres présentant à leur base quelques bancs d'arkoses, épais d'une quinzaine de centimètres, intercalés eux-mêmes dans des marnes rouges et vertes ¹. Ces diverses assises, d'abord verticales, finissent par plonger de 45° vers le Nord à leur base, où elles reposent manifestement sur le granite.

Subvertical, le contact des grès d'Oust et du granite des Trois-Seigneurs traverse, sans déviation notable, la vallée du Salat un peu en aval de Seix ; puis il remonte sur la rive gauche jusqu'à la crête de la cote 693. De là, nous le suivrons vers l'Ouest (p. 266) jusqu'à la terminaison occidentale de l'affleurement de Flysch.

c) Le petit lambeau de Cénomanien du Sud d'Ercé, sur la bordure méridionale du Massif des Trois-Seigneurs. — Je traiterai ici d'un petit lambeau de Cénomanien situé dans la vallée du Garbet, au Sud d'Ercé, sur la bordure méridionale du Massif des Trois-Seigneurs. De taille très restreinte et d'observation difficile réduite à l'examen d'une seule coupe, cet affleurement est distant de 5 kilomètres du bord méridional du Synclinal d'Oust-Massat ; mais sa continuité originelle avec celui-ci ne fait aucun doute.

Nous verrons (p. 271) que, sur la bordure méridionale du Massif des Trois-Seigneurs, la retombée de la couverture secondaire antécénomanienne constitue la bande synclinale marmoréenne de Vicdessos et d'Aulus. D'une façon générale, les termes inférieurs de la série marmoréenne, en succession normale et régulière, reposent directement vers le Nord sur les terrains cristallins des Trois-Seigneurs qui en représentent le substratum stratigraphique. Or, dans la vallée du Garbet, ainsi que l'on peut l'observer dans la tranchée de la route d'Ercé à Aulus à 2 kilomètres au Sud d'Ercé, c'est, au contraire, un lambeau de couches crétacées de même faciès que celles d'Oust et de Massat qui, lui-même

¹ Ces terrains ont tous les caractères des sédiments triasiques auxquels de Lacvivier [188, p. 76, fig. 77] les a rapportés avec doute.

Carez [94, IV, p. 2017] n'admettait pas cette attribution.

Personnellement je ne saurais conclure. Il est possible que les couches comprises entre les schistes cénomaniens et le granite représentent les assises de base du Cénomanien dont la constitution serait ici, il est vrai, bien particulière et indiquerait le remaniement de couches triasiques. Mais on peut aussi songer à les rapporter à un témoin de la couverture secondaire antécénomanienne du granite, conservé ici sur la bordure du Massif des Trois-Seigneurs sous le Flysch discordant et comportant des calcaires liasiques et des couches triasiques. Quoi qu'il en soit, le fait essentiel, celui de la superposition de ces couches et du Flysch contre le granite de Seix, est nettement établi par la coupe qui vient d'être analysée.

surmonté par les calcaires marmoréens, repose directement sur le granite avec un conglomérat de base à éléments granitiques ¹.

En effet, au delà du confluent, encombré d'alluvions glaciaires, du Garbet et du ruisseau qui descend du Col d'Eret, la route d'Ercé à Aulus, suivie du Nord vers le Sud, recoupe successivement, ainsi que l'indique la figure 31 :

1° le *granite* du Massif des Trois-Seigneurs ;

2° un *conglomérat granitique*. Trente mètres au Sud de l'embranchement du chemin de Spouex, la tranchée de la route montre un conglomérat à énorm-

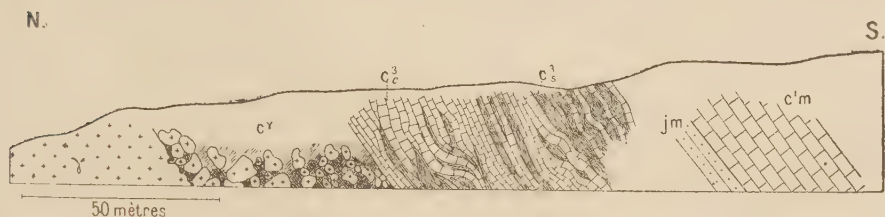


Fig. 31. — Coupe du petit lambeau cénomanien du Sud d'Ercé.

γ granite du Massif des Trois-Seigneurs ; cγ conglomérat granitique à ciment schisteux ; c³ calcaires gréseux cénomaniens ; c⁴ schistes cénomaniens ; jm dolomies jurassiques métamorphiques ; c'm calcaires crétacés marmoréens.

mes blocs de granite qui rappelle, par tous les caractères, le conglomérat de Rogalle et celui du pont de Soueix. Il faut certainement lui attribuer la même origine sédimentaire qu'à ces derniers. Tantôt les blocs de granite, qui peuvent

¹ Je rappelle ici brièvement les principales mentions de cet affleurement qui ont été faites dans la littérature pyrénéenne et les interprétations dont il a été l'objet.

En 1891 M. Lacroix [172] attribuait la formation au Jurassique et reconnaissait la nature sédimentaire du conglomérat granitique. Cet auteur dit notamment :

« Dans les schistes calcaires jurassiques (lias?), on voit un banc à éléments granitiques assez altérés. Il n'est pas massif, mais constitué par de *gros galets*, réunis par un ciment argilo-calcaire ; il est accompagné de schistes noirs de même composition que ce ciment, schistes remplis de débris granitiques ».

La même attribution aux terrains jurassiques des couches calcaires et schisteuses du Sud d'Ercé est faite par Roussel [271, p. 120].

Carez [91, IV, p. 2222], se basant uniquement sur la grande analogie de faciès des couches du Sud d'Ercé avec le Flysch d'Oust et de Massat, les considère comme cénomaniennes, sans apporter, il est vrai, de preuves paléontologiques à l'appui de son affirmation.

En 1912, M. Léon Bertrand [45] nie l'existence de la lame cénomanienne signalée par Carez ; il attribue au Lias les terrains qui la constituent et considère d'autre part le conglomérat granitique comme une mylonite de granite qui accompagnerait la surface de décollement de la série secondaire sur le substratum cristallin. L'auteur s'exprime en ces termes :

« Dans certains bancs, ces schistes liasiques emballent des fragments anguleux de granite, constituant une *mylonite* tout à fait caractéristique ; en se rapprochant du granite, les bancs de mylonite renferment des blocs de plus en plus gros de cette roche et l'on passe, au contact immédiat, à une *mylonite de granite* absolument typique, ne renfermant plus de schistes liasiques et qui témoigne avec évidence de ce début de charriage de la couverture secondaire, privée de ses termes inférieurs (calcaires du Lias inférieur et Trias), sur son substratum granitique ».

être anguleux et à peine équarris ou arrondis, se touchent ; tantôt ils sont réunis par un ciment de schistes noirs chargés de débris granitiques à l'état de division très poussée. La formation a environ 40 mètres d'épaisseur. A sa partie supérieure, les éléments de granite deviennent plus petits ; le ciment prend plus d'importance.

3° le *Flysch cénomanien*. Sur le conglomérat reposent, par un contact plongeant de 45° vers le Sud, des bancs calcaires montrant la même inclinaison, épais de 5 à 10 centimètres, alternant bientôt avec des calcaires en plaquettes et des schistes noirs identiques à ceux qui participent à la constitution du ciment du conglomérat granitique. A une vingtaine de mètres plus haut, le complexe, qui présente toujours les mêmes alternances, devient cependant plus schisteux. Dans son ensemble la formation a été vigoureusement plissée et elle porte les traces d'efforts orogéniques intenses. Les bancs schisteux, dont les limites sont souvent très tourmentées, se terminent parfois en biseau entre deux bancs calcaires. Ces derniers sont aussi très irrégulièrement plissotés.

L'examen pétrographique des couches calcaires et schisteuses apporte la preuve formelle de leur âge crétacé et leur identité de faciès avec les couches du Synclinal d'Oust et de Massat est telle, qu'il ne fait aucun doute qu'elles appartiennent à la même formation. Les bancs calcaires sont pétris d'éléments détritiques empruntés au granite sous-jacent, grains de quartz clastiques, paillettes de mica ; ils renferment, d'autre part, de nombreux galets de granite. De même, les schistes noirs et les schistes calcareux qui les accompagnent sont micacés et chargés de sable granitique, à tel point qu'ils en deviennent gréseux. J'ai signalé, en bien des points de la bordure du lambeau d'Oust et de Massat, des couches analogues caractérisant les premiers bancs du Flysch crétacé au-dessus de son conglomérat de base. Enfin, pour que l'analogie soit complète, l'examen micrographique des bancs calcaires m'a révélé l'existence, dans un ciment calcaire, qui montre en quantité des fragments de granite et des éléments dissociés de cette roche, les mêmes restes organiques (Orbitolines, Textilaires, Orbulines, débris de Lithothamniées, etc...) que dans le ciment des microbrèches calcaires si répandues dans le Synclinal d'Oust.

4° la *série marmoréenne*. Au Sud du Flysch, après un court espace masqué, on voit affleurer quelques bancs de dolomies métamorphiques mal caractérisées ; puis la route atteint une très puissante série de calcaires blancs très cristallins de l'Urgo-Aptien. Il semble bien que les couches liasiques ne se montrent pas dans cette succession. L'allure discordante de la couverture cénomanienne explique cette lacune.

La coupe analysée met en évidence l'existence, sur la bordure méridionale du Massif des Trois-Seigneurs, d'un témoin de la couverture cénomanienne. Disposé suivant un synclinal isoclinalement couché au Nord, le Flysch crétacé du lambeau du Sud d'Ercé repose en discordance sur un substratum antécénomanien. Celui-ci est constitué, d'une part, par le socle cristallin du massif ancien, sur lequel le Flysch s'appuie sur son bord septentrional par l'intermédiaire d'un conglomérat de base à éléments granitiques, et, d'autre part, par

les terrains métamorphiques de la couverture secondaire antécénomaniennne du massif.

III. — La bordure septentrionale de l'affleurement

L'extension du Cénomanienn vers le Nord se révèle très inégale, quand on suit le bord de son affleurement. Il repose, suivant les points considérés, sur des terrains, voire même sur des éléments structuraux, différents. On conçoit que, dans ces conditions, l'étude de cette bordure septentrionale mérite de retenir assez longuement l'attention.

1. — **La bordure septentrionale de l'affleurement crétacé à l'Ouest de l'Arac et sur les deux rives du ruisseau de Biert.** — Les pointements de granite d'Agneit et de Ségadou. — Revenons à Massat et suivons, de l'Est à l'Ouest, la bordure septentrionale du synclinal cénomanienn. Nous savons que sur la rive droite de l'Arac cette bordure est renversée vers le Sud par suite d'un phénomène de contre-poussée ¹ ; mais, sur la rive gauche, dès que l'on quitte les alluvions de l'Arac au Sud de Lirhat, les grès cénomaniens reposent, sur leur bord nord, sur les schistes gothlandiens des Trois-Seigneurs.

Aux premières maisons au Sud du Ker de Massat (pl. III, coupe 3), les grès et les schistes cénomaniens plongent en bancs réguliers à 35° vers le Sud et recouvrent manifestement les schistes carburés dont nous avons déjà étudié la disposition par rapport aux calcaires du Ker. •

Plus à l'Ouest, sous la localité d'Agneit, les bancs cénomaniens, dans le prolongement de ceux de la coupe précédente, montrent les mêmes pendages vers le Sud ; ils recouvrent un petit affleurement de granite qui est injecté dans les schistes gothlandiens du Massif des Trois-Seigneurs.

La disposition est la même dans la très jolie coupe (pl. III, coupe 4) du ruisseau de Biert, déjà analysée (p. 249). Les bancs gréseux du Cénomanienn traversent le thalweg, affectés de plongements au Sud ; vers l'aval, le ruisseau décrit, en face du sentier d'Agneit, une grande boucle entièrement tracée dans le granite ; puis il entaille les schistes carburés, avant d'atteindre la lame verticale de calcaires et de dolomies secondaires qui sépare du Massif des Trois-Seigneurs son écaille frontale.

Relativement au pointement de granite d'Agneit, que M. Léon Bertrand [30, p. 119] hésite à considérer comme un véritable affleurement du substratum hercynien, à cause de sa taille restreinte, inclinant plutôt à y voir un élément détritique inclus stratigraphiquement dans le Crétacé supérieur, les observations que j'ai pu faire me permettent de trancher la question dans le sens d'un affleurement *in situ*. Le pointement de granite, beaucoup plus étendu que ne l'indique la Feuille de Foix, se poursuit vers l'Ouest sur la bordure du Flysch jusqu'au delà de Ségadou.

¹ Voir p. 253.

La tranchée de la nouvelle route de Biert à Col del Séré offre une coupe très intéressante reproduite dans la figure 32. La route, après plusieurs lacets, fait un brusque tournant sous les maisons de Ségadou, pour se diriger ensuite franchement à l'Ouest vers Col del Séré. Le granite affleure à ce tournant ; il est manifestement dans le prolongement du petit massif d'Agneit et du ruisseau de Biert, bien que la végétation ne permette pas de les relier effectivement. Quelques mètres au Sud de la route, le granite de Ségadou est recouvert par les grès et les schistes du Flysch qui plongent au Sud. Si l'on continue de monter vers Col del Séré on voit bientôt, 50 mètres à peine après le tournant, les couches crétacées, qui à Ségadou se tenaient au Sud de la route, atteindre celle-ci. Elles sont très plissées et reposent vers l'Est sur le granite et vers l'Ouest sur les schistes carburés. Environ 70 mètres plus haut, un autre pointement de granite injecte à nouveau les schistes carburés.



Fig. 32. — Coupe offerte, à l'Ouest de Ségadou, par la tranchée de la nouvelle route de Biert à Col del Séré.

γ granite du Massif des Trois-Seigneurs ; s schistes carburés gothlandiens ; c³ calcaires gréseux et schistes cénomanens.

Cette coupe de la nouvelle route de Col del Séré ne laisse aucun doute sur l'interprétation qui doit être retenue relativement aux affleurements plus ou moins discontinus de granite d'Agneit et de Ségadou. Ce sont des apophyses de massifs granitiques, injectés dans les schistes siluriens des Trois-Seigneurs, au même titre que tous les pointements de la même roche que nous avons trouvés dans l'écaille primaire plus frontale.

La même coupe montre aussi la superposition effective du Cénomaniens aux schistes carburés et au granite qui les injecte.

2. — **Le renversement local vers le Sud de la bordure septentrionale de l'affleurement crétacé dans les environs de Campfaba.** — Poursuivons notre examen au delà vers l'Ouest. Au Sud de Col del Séré (pl. III, coupe 5), le contact du Flysch et des schistes carburés plonge encore de 45° vers le Sud. Mais très vite, plus à l'Ouest, ce contact se redresse ; puis il se renverse au Sud. Il est en effet vertical dans le vallon à l'Est de Canon, où l'on voit les grès cénomaniens verticaux descendre bien en contre-bas du sentier de Campfaba à Ségadou et se terminer, sans atteindre le thalweg, sur les schistes carburés qui occupent celui-ci. A Campfaba (pl. III, coupe 6), le même contact est couché vers le Sud et les schistes carburés du sommet 966 chevauchent le Cénomaniens qui, sur sa bordure, est, lui aussi, renversé et plonge au Nord. La même disposition est réali-

sée dans le profond ravin, qui court à l'Ouest de Campfaba, où le tracé du contact, qui s'infléchit vers l'aval, est bien caractéristique de son inclinaison ; les grès crétacés, exploités comme pierres à faux, plongent au Nord dans les carrières du fond du ravin.

Sur la rive gauche de ce ravin, les schistes carburés du sommet 920 (pl. III, coupe 7) chevauchent encore vers le Sud le Cénomaniens. Mais, tout de suite plus à l'Ouest, le renversement disparaît et le contact du Flysch et du Primaire reprend son plongement vers le Nord.

Le renversement du Primaire sur le Crétacé supérieur est donc localisé sur une distance d'environ 2 kilomètres. On ne saurait voir dans cet accident de détail autre chose que l'effet d'une contre-poussée locale. Il est tout à fait comparable à celui précédemment signalé (p. 253) sur la route du Col de Port, vers la terminaison orientale de l'affleurement de Flysch.

3. — Le Flysch crétacé sur son bord septentrional, depuis Aleu jusqu'à la vallée du Salat. — Sa disposition discordante par rapport au substratum antécénomaniens. — Au Sud du petit pont situé sur le ruisseau qui coule de Biech vers Aleu à l'Est de ce dernier village, les grès et les schistes cénomaniens recouvrent un petit pointement de granite qui injecte les schistes carburés du Massif des Trois-Seigneurs de la même manière que ceux, plus orientaux, d'Agneit et de Ségadou. A travers le village d'Aleu, le Flysch coupe obliquement le contact des schistes carburés et de la bande d'ophite triasique, si bien que, dans la partie occidentale de l'agglomération, il vient reposer directement sur l'ophite.

L'allure discordante du Flysch sur son substratum est encore plus frappante si l'on suit, plus à l'Ouest, la bordure septentrionale entre Picarets et Galas, où l'on peut relever les trois coupes en série de la figure 33. Les grès et les schistes cénomaniens, dans lesquels les plongements de 45° vers le Sud sont la règle, reposent à Picarets sur un petit pointement de granite qui, au Sud des maisons, injecte les schistes siluriens des Trois-Seigneurs (fig. 33, coupe 1).

En suivant vers l'Ouest le vallon qui mène à Galassus, on voit les couches cénomaniennes avancer progressivement vers le Nord, déborder l'affleurement de granite et les schistes siluriens et venir même coiffer la bande d'ophite intercalée suivant le contact des Trois-Seigneurs et de l'écaille primaire frontale, sans atteindre cependant la bande de calcaires et de dolomies secondaires qui, au Nord du vallon, borde les terrains cristallins du Massif de l'Arize. Cette avancée si caractéristique du Crétacé supérieur, qui montre ce terrain discordant sur des plis formés antérieurement à son dépôt, est maximum au petit col de Galassus, où elle interrompt momentanément la bande d'ophite (fig. 33, coupe 2).

Au delà du col, vers l'Ouest, les grès crétacés restent au Sud du vallon qui redescend à Galas ; ils recouvrent alors directement, suivant un plan incliné à 45° , l'ophite qui a reparu dans le fond du vallon. La coupe que l'on peut relever

dans le chemin qui coupe ce vallon au Sud de Galas montre très nettement cette dernière disposition (fig. 33, coupe 3).

Les trois coupes qui viennent d'être analysées révèlent *une des dispositions les plus caractéristiques que l'on puisse observer relativement à l'allure discordante du Crétacé supérieur et à l'existence de phénomènes de plissements antécénomaniens*. Cette disposition méritait que je m'attarde un peu à la décrire.

Au delà vers l'Ouest, la limite septentrionale du Flysch traverse la profonde vallée qui court à l'Ouest de Galas. Elle est cachée dans le thalweg par les éboulis et par la végétation ; puis, elle remonte, à travers bois, jusqu'à la crête qui porte les cotes 726 et 699 et s'abaisse vers le Nord jusqu'au confluent du Salat et de l'Arac. Suivant cette crête les bancs calcaréo-gréseux du Cénomaniens plon-

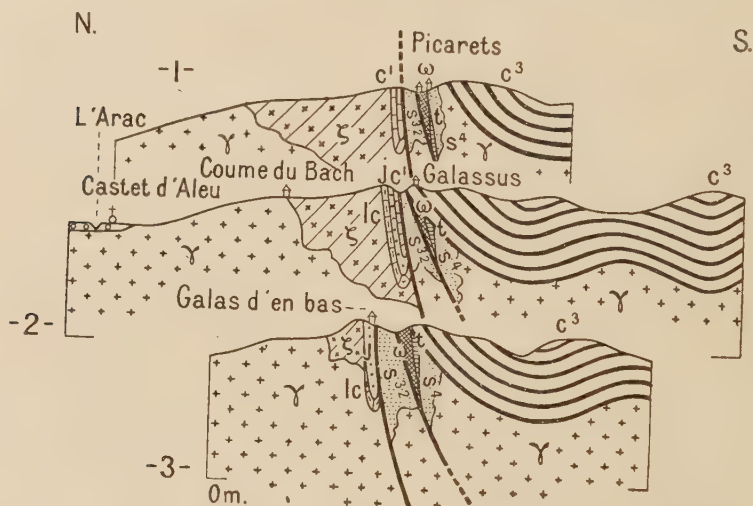


Fig. 33. — Trois coupes relevées dans la région de Picarets et de Galas au Sud de Soulan, sur le bord septentrional du Synclinal d'Oust et de Massat. — Echelle : 1/35.000.

γ granite ; ζ gneiss ; s²⁻² schistes ordoviciens ; s¹ schistes carbonifères gothlandiens ; t Trias ; ω ophite ; lc Lias inférieur calcaire ; j dolomies jurassiques ; c¹ calcaires urgoniens ; c³ Cénomaniens ; a alluvions.

gent au Sud et recouvrent les schistes siluriens (pl. III, coupe 9). Vers l'Ouest, en contre-bas, le contact suit à peu près le sentier qui descend à Soueix. Le Flysch montre généralement des pendages sud, quoiqu'il soit par endroits très redressé ; il recouvre à mi-pente les mêmes schistes siluriens, puis, plus bas, un nouvel affleurement de granite qui s'étend jusqu'aux alluvions du Salat que le Flysch atteint en face du pont de Soueix.

Le pointement de granite du pont de Soueix se trouve dans une situation absolument identique à celle des pointements de la même roche que j'ai signalés dans des parages plus orientaux, ceux d'Agneit et de Ségadou au Sud de Biert,

celui du SE d'Aleu et celui de Picarets. Comme eux, il injecte les schistes siluriens des Trois-Seigneurs ; comme eux, il est directement recouvert sur son bord méridional par les formations détritiques du Cénomanien (pl. III, coupe 10).

Le granite forme, en face du pont, la petite butte dans laquelle les travaux de la voie ferrée transpyrénéenne ont mis à nu une belle coupe. On y voit les bancs de grès crétacés, alternant avec des schistes bleuâtres et affectés de pendages au Sud, reposer sur le granite. La superposition est indiscutable¹ et il ne fait aucun doute que le granite représente le substratum sur lequel s'est déposé le Flysch ; mais la structure du granite appelle quelques remarques.

Le massif cristallin n'est, en effet, pas homogène et se révèle, au moins dans sa partie supérieure, celle qui affleure sous les grès cénomaniens, comme un véritable conglomérat à énormes blocs de granite à peine équarris. Ce fait n'avait pas échappé à de Lacvivier qui a donné à la formation le nom de conglomérat granitique [188, p. 195, fig. 4].

L'état conglomératique du pointement de granite pose un problème que l'existence de l'affleurement ne permet pas, je crois, de résoudre d'une manière définitive. Est-on en présence d'un véritable conglomérat de base du Cénomanien, en d'autres termes d'une brèche sédimentaire à éléments énormes, ou bien d'une brèche tectonique de granite, contemporaine des mouvements hercyniens ? La première hypothèse me paraît la plus vraisemblable. En effet, quoique généralement les blocs élémentaires de granite soient serrés au point de se toucher, on voit cependant des poches très étroites et très discontinues d'un ciment s'insinuer entre eux. Ce ciment est essentiellement constitué par des schistes carburés et des débris de granite, mais j'ai pu y reconnaître aussi des morceaux de schistes et de grès cénomaniens. Il semble donc que la formation de la brèche ne puisse remonter à une époque plus ancienne que le Cénomanien. Il est vrai que la seule partie accessible à l'observation est très près du contact du Cénomanien et que des injections dans des fissures peuvent aussi expliquer l'existence d'éléments cénomaniens dans le ciment du conglomérat granitique du pont de Soueix. Je crois toutefois que la formation correspond bien à un conglomérat de base du Cénomanien. Nous trouverons d'ailleurs sur la rive gauche du Salat une formation analogue, le conglomérat de Rogalle.

IV. — La terminaison occidentale du Synclinal d'Oust et de Massat ; les environs de Rogalle.

Examinons maintenant, sur la rive gauche du Salat, les relations du Flysch avec les terrains plus anciens qui l'entourent, jusqu'à l'extrémité de son affleurement dans les environs du village de Rogalle.

¹ M. Léon Bertrand [30, p. 149] admet que cet affleurement de granite, et celui-là seulement pour toute la région d'Oust et de Massat, représente bien le substratum des grès cénomaniens ; mais cet auteur le sépare alors tectoniquement des schistes siluriens des Trois-Seigneurs dans lequel il est cependant injecté.

Les collines situées à l'Ouest de Soueix sont formées de schistes ardoisiers de l'Ordovicien, à intercalations de bancs quartziteux, qui prolongent les couches siluriennes identiques de la rive droite du Salat. Les schistes siluriens occupent, sur leur bordure méridionale, la colline de Maoubésy ; mais, au SE de cette localité, le sentier de Soueix entame un pointement de granite qui prolonge celui du pont de Soueix. A son tour, le granite est recouvert vers le Sud par les grès et les schistes cénomaniens que l'on trouve à quelques mètres à peine au Sud du sentier. Ceux-ci redescendent jusqu'à la route de Rogalle.

La coupe de la rive gauche du Salat est donc sensiblement la même que celle de sa rive droite. La structure du substratum du Cénomarien s'y révèle cependant plus complexe. J'ai, en effet, découvert à l'Ouest de Soueix, à l'origine du petit sentier qui monte des maisons les plus méridionales du village vers le sommet 833, un pointement d'ophite au milieu des schistes ordoviciens. Je pense que l'on doit l'interpréter comme un témoin de la couverture triasique, pincé en une étroite lame dans un accident du Massif des Trois-Seigneurs qui, ici encore, se montrerait décomposé sur son front en plusieurs écailles. Il est d'ailleurs possible que cet accident prolonge celui que jalonne l'ophite de Galas, de Picarets et d'Aleu.

L'accident dont l'existence est révélée au sein de la masse primaire par le petit pointement d'ophite de Soueix n'est pas le seul. Une cassure plus méridionale montre, au Sud de Maoubésy, dans une situation qui me paraît comparable, une lame redressée à la verticale de terrains secondaires (pl. III, coupe 11). Recoupée par le sentier de Maoubésy à la route de Rogalle, cette lame montre des schistes rouges, verts et noirs, alternant avec des bancs de calcaires en plaquettes (Trias), des marnes, des calcaires en plaquettes et des calcaires lumachelles gris (Rhétien), des calcaires massifs (Lias inférieur). Cette bande de terrains secondaires, orientée NW—SE, se montre en contact vers le Nord avec les schistes siluriens de Maoubésy, dont elle coupe obliquement la direction E—W. Vers l'Est, la lame secondaire disparaît sous le Cénomarien. Vers le Sud, les calcaires liasiques viennent directement en contact avec le conglomérat granitique, tandis que la lame s'étire vers l'Ouest au milieu des schistes siluriens dans la direction de Serre, où l'accident se perd.

Toutes deux sensiblement orientées SE—NW, l'étroite bande d'ophite de Soueix et la lame du Sud de Maoubésy sont des témoins de la couverture secondaire, pincés entre plusieurs écailles primaires sur le front du Massif des Trois-Seigneurs.

Revenons à l'étude de la bordure septentrionale du Flysch sur la rive gauche du Salat. Au SE de Maoubésy, le Flysch cénomarien remonte vers le Nord au-dessus de la route de Rogalle et recouvre directement les schistes siluriens et le petit affleurement de granite qui les injecte en bordure du Salat. Plus à l'Ouest, jusqu'à Rogalle, après avoir coupé obliquement la lame de Trias et de Lias du Sud de Maoubésy, le Cénomarien repose sur les schistes primaires et le

granite des Trois-Seigneurs par l'intermédiaire d'un conglomérat de base, le *conglomérat granitique de Rogalle*¹.

Le conglomérat de Rogalle est formé d'énormes blocs de granite, tantôt roulés, tantôt très anguleux, si bien qu'il correspond par place à un poudingue, ailleurs à un conglomérat bréchoïde. Les éléments de granite peuvent atteindre 4 à 5 mètres de diamètre. Ils sont emballés dans des marnes crétacées ou reliés par un ciment quartzeux qui provient de la trituration du granite. Le long de la route de Rogalle, les conglomérats alternent irrégulièrement avec des poudingues à éléments granitiques ou quartziteux, avec des grès et des schistes cénomaniens qui plongent uniformément vers l'Est.

Ce conglomérat granitique se poursuit jusqu'au village de Rogalle. Au confluent des deux vallons qui limitent la colline de Rogalle, ainsi que dans les lacets de la route qui monte au village, les couches de base du Cénomaniens sont, en effet, encore représentées par un conglomérat granitique à éléments de taille réduite et par des bancs calcaires ou gréseux qui englobent des enclaves de granite.

La nature particulière de ce conglomérat de base du Flysch dans les environs de Rogalle témoigne de l'existence d'un soubassement granitique. Celui-ci est visible au Nord du village, où un pointement de granite assez décomposé injecte les schistes ordoviciens. Il se relie, vers l'Ouest, par une bande continue au vaste massif de granite qui s'étend au Nord de Sentenac.

Au-dessus de son conglomérat de base, le Crétacé supérieur prend rapidement son faciès flysch caractéristique ; mais les bancs qui recouvrent directement le conglomérat granitique montrent encore des éléments empruntés au granite sous-jacent. La tranchée de la route de Rogalle montre, à ce sujet, une coupe très caractéristique, 200 mètres à l'Est du vallon de Maoubésy. Les premières couches du Flysch s'appuient par un contact vertical contre le conglomérat granitique ; elles montrent des alternances plusieurs fois répétées de schistes et d'arènes granitiques, ces dernières disposées en bancs d'une dizaine de centimètres d'épaisseur, régulièrement interstratifiés.

Le contact de base du Cénomaniens schisto-gréseux sur le conglomérat granitique se présente aussi dans des conditions d'observation particulièrement favorables dans un petit sentier qui monte au Sud de la route en face du vallon de Maoubésy. On y relève la coupe de détail que reproduit la figure 34.

Le contact du conglomérat granitique *cy* et du Flysch est encore vertical ; mais, au-dessus, les couches cénomaniennes diminuent très rapidement d'inclinaison et, à une dizaine de mètres du contact, elles plongent de 45° vers le Sud. La nature des assises qui recouvrent directement le conglomérat est, comme dans la coupe de la route, particulièrement intéressante. Intercalés dans les schistes *s*, des bancs de grès *g*, dont certains sont très grossiers, ont certainement emprunté

¹ Le conglomérat granitique de Rogalle a été décrit par de Lacvivier [188, p. 195], Carez [91, IV, p. 2224, 98, p. 421], M. Léon Bertrand [30, p. 119]. Tous ces auteurs sont d'accord pour y reconnaître un conglomérat de base du Crétacé supérieur.

tous leurs éléments détritiques au granite sous-jacent. A 4 mètres du contact, un banc $p\gamma$, interstratifié au milieu des calcaires gréseux c et des schistes, retient particulièrement l'attention; épais de 5 à 8 centimètres, il correspond à un lit de poudingues dans lequel des galets de granite, tantôt juxtaposés, tantôt plus ou moins espacés, sont inclus dans un ciment d'arènes granitiques.

Le conglomérat granitique ne dépasse guère vers l'Ouest le méridien de Rogalle. A peu près suivant le thalweg du vallon qui court au Sud de Rogalle, le Flysch céno-manien recouvre directement les schistes siluriens. Ceux-ci forment toutes les pentes méridionales de la colline de Rogalle¹; ils sont injectés de granite qui affleure en plusieurs endroits.

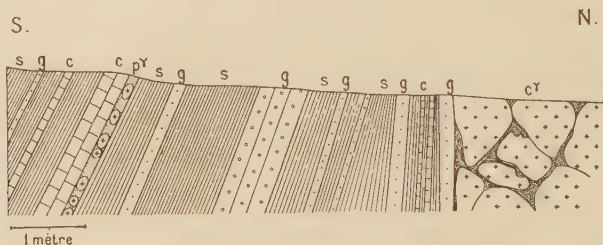


Fig. 34. — Coupe de détail des couches de base du Céno-manien au Sud de la route de Rogalle.

$c\gamma$ conglomérat granitique de Rogalle; s schistes céno-manien; g grès céno-manien; c calcaires gréseux; $p\gamma$ poudingue à galets de granite et à ciment d'arkose.

Au SW de Rogalle, en suivant le même vallon, on atteint bientôt un petit cirque dominé par la crête orientée N—S qui marque la limite des communes de Rogalle et de Sentenac. Cette crête est, en majeure partie, occupée par le granite. Cependant, si l'on examine minutieusement la disposition du Flysch céno-manien par rapport à ce granite, on s'aperçoit que, si le Flysch n'atteint pas partout le sommet du cirque, il remonte cependant sur ses pentes pour venir même par place coiffer le granite qui occupe la crête.

Le sentier de Rogalle à Sentenac recoupe d'abord à mi-pente sur le bord septentrional de l'affleurement céno-manien un très beau poudingue de base de celui-ci, dans lequel des éléments granitiques sont mélangés à des blocs de quartzites et de schistes primaires. Au-dessus, le sentier est tracé dans les grès et les schistes céno-manien qui plongent vers le Sud. Ces pendages indiquent déjà que le Flysch repose sur le granite que l'on atteint plus haut. Mais il y a

¹ Les contours de la planche II diffèrent beaucoup, dans les environs de Rogalle, de ceux de la Feuille de Foix, où l'extension du Flysch vers le Nord sur les pentes méridionales de la colline de Rogalle a été exagérée. La bande de calcaires et de dolomies qui passe au Nord du village n'a aucune relation avec le Flysch. Dans la totalité de son parcours, elle se montre en contact avec des schistes siluriens ou du granite. Je la crois d'âge paléozoïque, au même titre que d'autres affleurements calcaires que l'on trouve isolés dans les terrains primaires ou cristallins, comme, par exemple, une bande calcaire que j'ai trouvée au-dessus des maisons de Berne, sur le sentier de Rogalle à Sentenac.

mieux que l'indication donnée par les pendages. La superposition effective du Cénomanién au granite est visible au sommet 761, au point le plus élevé de la crête qui domine le cirque. Le petit mamelon 761 est en effet entièrement formé par des calcaires gréseux et des grès crétacés qui plongent de 45° vers le NE et reposent sur le granite. Nous sommes en droit de conclure.

A son extrémité occidentale le Synclinal cénomanién d'Oust et de Massat se termine par simple relèvement de son axe sur les terrains primaires et cristallins du Massif des Trois-Seigneurs.

Conclusions. — Notre étude de la région d'Oust et de Massat amène à une nette vision de sa structure. Sans doute, celle-ci est-elle complexe; mais on ne saurait à Oust et à Massat, pas plus que dans le bassin de Tarascon, voir une fenêtre tectonique. Les Massifs de l'Arize et des Trois-Seigneurs plongent en profondeur. Les terrains secondaires, conservés dans la zone de contact de ces deux grands plis de fond hercyniens, affectent, sur le prolongement du Synclinal complexe de Tarascon, une disposition d'ensemble nettement synclinale. La serrée des éléments du tréfonds induré ayant été très vigoureuse, la couverture de terrains secondaires antérieurs au Cénomanién n'est plus conservée au milieu des couches primaires que suivant deux étroites bandes pincées verticalement. Discordant sur les plis antécénomaniens, le Crétacé supérieur est, par contre, largement représenté et il dessine le vaste Synclinal d'Oust et de Massat.

Les deux lames synclinales de terrains secondaires antérieurs au Cénomanién se placent le long de la zone de contact de l'Arize et des Trois-Seigneurs, et cela dans le prolongement des écailles du Col de Port. Toutes deux, subverticales, sont étroites, laminées et sujettes à des étirements considérables. La plus septentrionale, encore en connexion par place avec le Primaire de l'Arize, dont elle représente le revêtement posthercynien, montre localement une succession régulière et complète de terrains secondaires depuis le Trias ophitique jusqu'à l'Albien. La bande méridionale n'apparaît qu'à l'Ouest du Ker de Massat, lorsque le front du Massif des Trois-Seigneurs se morcelle et qu'il s'individualise à partir de ce massif une écaille indépendante de schistes ordoviciens granitisés. La bande secondaire méridionale comporte dans sa partie orientale du Lias, du Dogger et de l'Urgo-Aptien, puis, dans la région d'Aleu, seulement de l'ophite et des couches triasiques. C'est une lame synclinale de la couverture des Trois-Seigneurs pincée entre la masse principale du massif et l'étroite écaille frontale de schistes siluriens.

A la tectonique cassante du tréfonds hercynien, mise en évidence par la disposition des lames de terrains antécénomaniens qu'il enserme, s'oppose l'allure du Crétacé supérieur discordant qui affleure dans le vaste Synclinal d'Oust et de Massat.

Partout, vers la périphérie de son affleurement, le Flysch crétacé repose sur

le granite et les schistes primaires des Trois-Seigneurs ou sur des témoins de la couverture antécénomaniennne qu'il recouvre en discordance.

La superposition du Crétacé supérieur aux terrains cristallins et primaires est déjà très visible sur la bordure méridionale de l'affleurement. Non seulement, la nature du conglomérat de base du Cénomanienn, caractérisé par la grande part que le granite prend dans sa constitution, fournit, à l'appui de cette disposition, un argument de premier ordre ; mais, bien plus, la superposition du Flysch crétacé sur le granite est effective tout le long du contact de ces deux formations.

A ses deux extrémités, aussi bien vers l'Ouest, aux environs de Rogalle, que vers l'Est, au NE de Massat, le synclinal de Crétacé supérieur se termine par relèvement de son axe sur les terrains primaires et cristallins.

Enfin, c'est peut-être la bordure septentrionale, suivie depuis Massat jusqu'à Soueix, qui fournit les dispositions les plus nettes relativement à l'allure discordante du Crétacé supérieur sur son substratum antécénomanienn. Si, entre Aleu et Biert, il existe bien un léger chevauchement vers le Sud du Primaire sur le Crétacé, ce n'est là toutefois qu'un accident local, dû à un phénomène de contre-poussée. Sur les deux tiers du parcours le Cénomanienn, qui n'atteint jamais l'Arize, repose en discordance très nette sur les terrains plus anciens du Massif des Trois-Seigneurs. Il recouvre indifféremment le granite et les couches primaires du massif hercynien, ou bien encore la lame verticale de terrains secondaires pincée en avant de celui-ci et il atteint même localement l'écaille frontale de schistes siluriens. Les rapports du Flysch d'Oust et de son substratum mettent ainsi parfaitement en évidence l'existence de mouvements antécénomaniens qui ont affecté, avant le dépôt du Flysch, un ensemble plissé comprenant, d'une part, du matériel hercynien, d'autre part, des lambeaux de la couverture secondaire antécénomaniennne.

IV

LA BORDURE MÉRIDIONALE DU MASSIF DES TROIS-SEIGNEURS. SA COUVERTURE SECONDAIRE MÉTAMORPHIQUE ; SON CONTACT AVEC LA ZONE AXIALE

SOMMAIRE

I. — La bande des terrains secondaires métamorphiques de Vicdessos, d'Aulus et de Sentenac.

Les coupes des vallées du Siguer et du Vicdessos.

La bande marmoréenne entre les vallées du Vicdessos et du Salat.

La terminaison de la bande marmoréenne de Vicdessos et d'Aulus au NE de Sentenac.

II. — Le contact du Massif des Trois-Seigneurs et de la Zone primaire axiale entre les vallées du Salat et du Lez.

La bande synclinale de terrains secondaires qui, vers l'angle sud-ouest du bassin de Tarascon, enveloppe la terminaison orientale du Massif des Trois-Seigneurs, devenue métamorphique, se poursuit vers l'Ouest, par Vicdessos et Aulus, sur une quarantaine de kilomètres, le long de la bordure méridionale de ce massif, en suivant le front de la Zone primaire axiale. A 3 kilomètres à l'Ouest de la vallée du Salat, vers le village de Sentenac, la masse principale de cette bande secondaire se termine en hauteur sur le Primaire des Trois-Seigneurs ; mais une étroite lame discontinue de calcaires marmoréens se poursuit au delà, sur le front même de la Zone axiale, jusqu'à la vallée du Lez qu'elle atteint à Bordes, au Sud de Castillon.

J'étudierai successivement :

1° la bande des terrains secondaires métamorphiques de Vicdessos, d'Aulus et de Sentenac ;

2° le contact du Massif des Trois-Seigneurs et de la Zone axiale entre la vallée du Salat et la vallée du Lez.

I. — LA BANDE DES TERRAINS SECONDAIRES MÉTAMORPHIQUES DE VICDESSOS, D'AULUS ET DE SENTENAC

Sur le bord méridional du Massif des Trois-Seigneurs, la bande de terrains secondaires issue du bassin de Tarascon, auquel elle se relie dans les environs de Miglos, restant d'abord en hauteur sur la rive droite du Vicdessos, recoupe, au delà vers l'Ouest, la vallée du Siguer et se poursuit dans la direction de Ler-coul et de Sem. S'élargissant ensuite notablement, le Synclinal métamorphique traverse la vallée du Vicdessos et se continue en direction de l'WNW, avec une largeur moyenne de 3 kilomètres ; il franchit, à l'Ouest de la Forêt de Freychinède, la crête qui court du Port de Massat au Port de Saleix, redescend ensuite à la vallée du Garbet qui le coupe obliquement entre Aulus et Ercé, pour atteindre au delà, au Sud de Seix, la vallée du Salat, à peu de distance de laquelle il se termine en hauteur sur les terrains cristallins et primaires du Massif des Trois-Seigneurs au SW du village de Sentenac.

Je me bornerai à faire une analyse rapide de la bande secondaire dont le tracé vient d'être indiqué, cherchant seulement à préciser quelle est son allure tectonique générale et quels sont les rapports des couches qui la constituent avec les terrains cristallins et primaires qui leur sont contigus, à savoir ceux du Massif des Trois-Seigneurs vers le Nord et ceux de la Zone axiale vers le Sud.

Dans la majeure partie de la bande marmoréenne de Vicdessos et d'Aulus les diverses couches secondaires, calcaires jurassiques, calcaires urgo-aptiens et dolomies jurassiques d'une part, marnes liasiques et marnes albiennes d'autre part, ont acquis, du fait de leur état métamorphique très accentué, un faciès uniforme et il faut souvent, pour les identifier, recourir à un examen pétrographique minutieux, voire même à l'analyse chimique. Seule pourrait permettre une analyse détaillée de la structure de la bande de Vicdessos une étude pétrographique approfondie des couches métamorphiques, comme celle qui avait été entreprise par Longchambon [216, 218] auquel sont dus les contours de la Feuille de Foix pour le bord méridional du Massif des Trois-Seigneurs.

Suivant la bande secondaire métamorphique de l'Est à l'Ouest, j'examinerai seulement plusieurs coupes méridiennes particulièrement caractéristiques.

Les coupes des vallées du Siguer et du Vicdessos

Au Sud de Capoulet, sur la crête qui domine le Bois de Naillan, la bande secondaire plonge isoclinale de 45° vers le Sud ; les couches qui la constituent ne sont encore métamorphiques que d'une façon très sporadique et elles révèlent la même disposition synclinale que, plus au NE, dans la vallée de Miglos. Le synclinal est incomplet dans son flanc méridional et, comme en amont d'Arquisat dans la vallée de Miglos, on peut constater qu'un contact

anormal, ou, tout au moins, une surface d'éirement sépare les couches secondaires des terrains primaires de la Zone axiale (pl. VII, coupe 21). En effet, si dans le Bois de Naillan les calcaires du Lias inférieur, surmontés de Lias schisteux, recouvrent régulièrement les gneiss du Massif des Trois-Seigneurs, par contre les dolomies jurassiques du Signal de la Bouiche de Gesties se poursuivent plus au Sud, suivant la crête, jusqu'au contact des couches primaires de la Zone axiale. Ces dernières montrent, du Nord au Sud, la succession suivante : schistes et quartzites vraisemblablement houillers, calcaires dévoniens, schistes siluriens du Col de Camel ¹. Il y a donc éirement complet des couches liasiques sur le front de la Zone axiale.

Ce n'est qu'en contre-bas de la crête de la Bouiche de Gesties, vers la Chapelle de Saint-Nicolas, que se montrent, au sommet de la série secondaire, des calcaires à intercalations calcschisteuses représentant l'Urgo-Aptien. Dans la vallée du Siguer, les couches secondaires sont encore couchées vers le Nord sur le noyau cristallin des Trois-Seigneurs (pl. VII, coupe 23), ainsi qu'en témoignent non seulement tous les pendages visibles, qui sont de 45° au Sud, mais aussi la très nette inflexion des contours vers l'amont à la traversée de la vallée. Le bord méridional de la bande secondaire est masqué par des dépôts glaciaires à Gesties et à Siguer, ainsi que dans le vallon qui remonte vers l'Ouest dans la direction de Lercoul.

Les lacets de la nouvelle route de Lercoul recoupent, sur la rive gauche du Siguer, dans le prolongement de la bande de la Bouiche de Gesties, un complexe de calcaires jura-crétacés plongeant toujours de 45° vers le Sud. Ces calcaires sont déjà très marmoréens ; la dolomie jurassique est transformée à tel point que l'étage qu'elle caractérise n'est plus reconnaissable. En même temps, dans la masse marmoréenne apparaissent des pointements de roches vertes.

Au-dessus de Lercoul, suivant la crête de l'oratoire de Sainte-Tanoque, le Synclinal métamorphique est représenté du Sud au Nord, entre les schistes houillers de la Zone axiale et les gneiss de l'Arize, par la succession suivante :

1) ophite. Un affleurement de cette roche, de 100 mètres de puissance, recoupe le chemin qui mène du point 1342 au Pic de Ganchette ;

2) calcaires cristallins alternant avec des bancs peu épais de cornéennes et de schistes micacés tachetés ;

3) lherzolite de la butte qui porte la croix de Sainte-Tanoque ²;

¹ La succession analysée ici indique la suppression totale par éirement, sur le front de la Zone axiale, des couches liasiques dans le flanc méridional de la bande synclinale de la Bouiche de Gesties. Je signalerai cependant que j'ai trouvé, en dessous du col où passe le contact des dolomies jurassiques et des schistes primaires, dans le ravin qui descend droit sur Gesties, pointant au milieu de dépôts glaciaires remaniés sur les pentes, un petit affleurement de calcaires cargneuliques et de marnes blanchâtres qui pourrait représenter du Trias.

² M. Lacroix [173, p. 360] a étudié les phénomènes de contact de la lherzolite de Sainte-Tanoque. Signalons que Cordier avait donné les noms de *thercoulite*, puis de *lherzoline*, à la lherzolite, par place fortement serpentinisée, de la croix de Sainte-Tanoque.

4) calcaires marmoréens jura-crétacés ¹.

On doit remarquer que le flanc méridional du Synclinal métamorphique paraît ici complet, puisqu'une bande d'ophite triasique s'y montre à la base des calcaires secondaires, ceux-ci étant toujours repleyés en un synclinal régulier couché au Nord. Les pendages sont toutefois plus redressés que dans des parages plus orientaux ; ils sont voisins de 60°.

Plus à l'Ouest, le Synclinal métamorphique se redresse encore et c'est un pli subvertical et très aigu, étroitement serré entre la Zone axiale et le Massif des Trois-Seigneurs, qui traverse le vallon de Sem. Au delà, il s'approfondit (pl. VII, coupe 24) et montre dans son axe, entre deux barres de calcaires urgoniens, une large bande de schistes albiens verticaux, par place très métamorphiques, ailleurs peu modifiés. Autant que l'on puisse en juger du fait de l'état très marmoréen de la série calcaire, il semble que les couches liasiques aient souvent disparu par étirement dans le flanc méridional du pli et qu'au Sud de la crête urgo-aptienne du Pic de Risoul les dolomies jurassiques, encore par endroits reconnaissables, viennent directement en contact avec les calcaires dévonien des mines du Rancié.

En traversant la vallée de Vicdessos, entre les localités de Vicdessos et d'Auzat, le Synclinal métamorphique subit une légère torsion et s'élargit considérablement, en même temps qu'il devient complexe et s'accidente d'un repli anticlinal qui s'individualise dès le Nord de Vicdessos. La coupe 25 de la planche VII indique la disposition alors réalisée au méridien d'Olbiér et de Sentenac. Les couches secondaires s'appuient vers le Nord sur les gneiss du Massif des Trois-Seigneurs, suivant un contact voisin de la verticale, par l'intermédiaire de Lias calcaire et de Lias schisteux métamorphiques. La disposition est comparable sur le bord méridional de la bande marmoréenne. A Olbiér les dépôts glaciaires, qui s'étalent immédiatement au Nord du granite, masquent le contact de la Zone axiale et des terrains secondaires ; mais, au delà des alluvions, sur la rive gauche du Vicdessos, Longchambon a cru pouvoir distinguer les couches liasiques. On trouve, en effet, au-dessus des dernières maisons d'Auzat vers l'Ouest, des calcaires lités et des calcaires noirs très cristallins, ainsi que des schistes métamorphiques plongeant de 80° vers le Sud, qui paraissent bien représenter la base de la série secondaire. Dans l'axe du synclinal, au-dessus de dolomies jurassiques marmoréennes qui surmontent les couches liasiques et de calcaires crétacés très cristallins, une large bande de schistes albiens verticaux, qui coupe la route de Vicdessos à Auzat, prolonge l'affleurement de la rive droite du Vicdessos. D'autre part, ainsi que l'a signalé Longchambon [248], un repli anticlinal longitudinal ramène en affleurement, sur les pentes méridionales du Pic d'Engral, dans le vallon de Las Roujès et au Sud de Sentenac, des dolomies jurassiques qui enveloppent un noyau de schistes à dipyre et de cornéennes du Lias

¹ Roussel [274, p. 419] rapporte que Dufrénoy a signalé à Lercoul des fossiles du Lias.

moyen et supérieur. Ces couches sont d'ailleurs accompagnées de plusieurs petits pointements de lherzolite dont les auréoles de contact ont été étudiées par M. Lacroix [173, p. 364].

En somme, les contours de la Feuille de Foix donnent une représentation fidèle de la disposition réalisée par la bande secondaire métamorphique au méridien d'Auzat : mais j'insiste sur le fait que les terrains secondaires sont beaucoup plus redressés que ne l'ont figuré Longchambon [216, fig. 7 et 218] et M. Léon Bertrand [46]. Nulle part le pendage des couches secondaires n'est inférieur à 75° : leur contact avec les gneiss du Massif des Trois-Seigneurs est voisin de la verticale ; sur leur bord méridional leur contact avec la Zone axiale est vertical. Le fait est important ; il amène à modifier l'inclinaison du plan de contact mécanique qui sépare la Zone axiale du Massif des Trois-Seigneurs.

La bande marmoréenne entre les vallées du Vicdessos et du Salat.

Poursuivons notre analyse plus à l'Ouest ; elle sera d'autant plus rapide que je n'ai personnellement étudié le secteur que d'une façon très sommaire.

A l'Ouest d'Auzat, le contact du granite de la Zone axiale et de la bande marmoréenne part dans la direction du Port de Saleix ; il s'écarte peu de la vallée qui mène à ce col. Le caractère anormal du contact en question est très bien mis en évidence par son obliquité par rapport aux replis qui affectent le Synclinal métamorphique. Entre Auzat et le Port de Saleix, le repli synclinal des schistes albiens de Saleix disparaît sur le front de la Zone axiale. Les schistes albiens, très bouleversés, mais dans l'ensemble subverticaux tout le long du chemin du Port, se terminent vers Lartic. Au delà, le front du granite de la Zone axiale vient en contact avec des terrains plus récents et atteint, vers le Port de Saleix, le noyau du repli anticlinal plus septentrional, celui qui, indiqué par des couches liasiques et jurassiques, vient de la direction de Sentenac.

Suivant la crête du Port de Saleix, le contact de la Zone axiale et des couches secondaires est vertical. Au Nord du granite du Massif de Bassiés qui montre des bandes incomplètement digérées de schistes et de calcaires paléozoïques¹, et des gneiss granulitiques à intercalations de cipolins et d'amphibolites,

¹ Il est très intéressant de remarquer que, comme l'a signalé M. Lacroix [172, 173, p. 76], les minéraux de métamorphisme ne sont pas les mêmes dans les calcaires secondaires métamorphisés par le granite et dans les sédiments secondaires dont le métamorphisme est en relation avec la lherzolite. Les calcaires dévonien sont chargés de grenat, d'idocrase, de pyroxène et de wollastonite, minéraux inconnus dans les couches secondaires. Cette distinction permet de discriminer deux métamorphismes d'âge et d'origine différents, que certains auteurs, comme Durocher, avaient cru pouvoir attribuer tous deux à l'action de granites postsecondaires.

la série secondaire marmoréenne est représentée par une succession régulière comportant, du Sud au Nord :

le Lias inférieur (calcaires bréchoïdes) ;

le Lias moyen et supérieur (calcaires gris ou noirs à dipyre, alternant avec des schistes et des quartzites noirs) ¹ ;

le Jurassique moyen (dolomies très marmoréennes) ;

l'Urgo-Aptien (calcaires cristallins du Pic de Mont Ceint).

Au Nord de la bande synclinale du Mont Ceint et du Pic de Gréoula, la série marmoréenne est affectée, dans la Forêt de Freychinède et de Sourroque, d'un dernier repli anticlinal, avant qu'elle ne se relève définitivement sur les terrains cristallins des Trois-Seigneurs (pl. VII, coupe 26). Dans ce secteur encore, la bande métamorphique se montre, d'une façon générale, en repos normal vers le Nord sur le Massif des Trois-Seigneurs. Longchambon a pu toutefois reconnaître quelques étirements locaux et quelques petits chevauchements.

Les couches secondaires de la Forêt de Freychinède, du Port de Massat et de la région située à l'Est du Pic de Montbéas sont traversées par des massifs de roches intrusives basiques qui sont les plus importants de l'Ariège et ont fait l'objet des travaux classiques de M. Lacroix [173] ². Parmi les masses les plus importantes de lherzolite je citerai celles de la Forêt de Freychinède, accompagnées de quelques pointements d'ophite, les affleurements plus restreints du Sud du Port de Massat, en particulier celui du Pic de la Fontête rouge, enfin le magnifique massif de l'étang de Lherz qui a 2.200 mètres de long sur 800 de large.

A l'Ouest du méridien des Ports de Saleix et de Massat, le repli anticlinal de la Forêt de Freychinède étant ennoyé, la bande secondaire métamorphique montre à nouveau, sur la bordure méridionale des Trois-Seigneurs, une disposition synclinale régulière, celle que révèle en particulier la coupe du Garbet en aval d'Aulus. Le contact de la Zone axiale et des couches secondaires, masqué par de puissants dépôts glaciaires dans le vallon qui du Port de Saleix descend à Aulus, est à nouveau visible au Nord de cette localité. Il est vertical et traverse sans inflexion la vallée du Garbet à la sortie nord d'Aulus. Sur la route qui suit la rive droite, succèdent aux schistes houillers verticaux, des calcaires liasiques très cristallins, veinés de gris ou de jaune, puis des dolomies métamorphiques, blanches, très pulvérulentes, enfin les calcaires marmoréens du Crétacé inférieur. Le flanc nord du synclinal montre une succession compara-

¹ De Lacvivier et M. A. Lacroix ont trouvé dans ces couches quelques fossiles mal conservés : Pectens, Bélemnites, etc.

² Je renvoie au mémoire fondamental de M. Lacroix tant pour l'étude minéralogique de la lherzolite, que pour celle de ses phénomènes de contact. Relativement aux conditions de gisement et à l'âge de la lherzolite, M. Lacroix [173, p. 326], qui a pu observer des brèches lherzolitiques sédimentaires à la base de la brèche du Jurassique supérieur, conclut :

« L'intrusion de la lherzolite de l'Ariège est postérieure au lias (certainement au lias moyen et peut-être au lias supérieur) que cette roche a profondément métamorphisé ; elle est antérieure à la base de la brèche du jurassique supérieur (oolithe). »

ble, dont les termes inférieurs, masqués par les alluvions dans la vallée, forment plus à l'Est, sur le versant méridional du vallon qui descend du Col d'Eret, des bandes régulières reposant normalement sur le granite d'Ercé (pl. VII, coupe 27). M. Duffour m'a signalé avoir trouvé dernièrement sous les calcaires liasiques plusieurs pointements d'ophite.

Le Synclinal métamorphique se poursuit entre la vallée du Garbet et celle du Salat en direction du NW. Les calcaires marmoréens du Crétacé inférieur occupent la crête du Pic de Géou et se poursuivent, par les sommets cotés 1370 et 1219, jusqu'au pic 1272 qui porte les ruines du Château de Mirabat. De part et d'autre de cette crête, deux replis synclinaux, dont le plus méridional n'apparaît qu'à peu de distance du Salat, montrent, dans le prolongement des couches albiennes schisteuses beaucoup moins métamorphiques de Saleix, des calcaires noirs à dipyre présentant tout à fait le faciès des couches de Rodome.

La succession des couches jurassiques et liasiques du bord septentrional de la bande marmoréenne, souvent bien difficile à reconnaître du fait de la cristallinité de tous les terrains, est cependant encore complète et régulière sur la rive droite du Salat. Par contre, au delà vers l'Ouest, elle paraît bien comporter localement des étirements de ses termes inférieurs. Ces accidents amèneraient, au moins d'après les contours de la Feuille de Foix, les calcaires noirs métamorphiques de l'Aptien supérieur à venir reposer soit directement, soit par l'intermédiaire de lambeaux calcaires discontinus, sur le granite d'Ercé dans les pentes qui dominent la vallée du Garbet. Cependant, quoique par place légèrement décollée et étirée à sa base, la série métamorphique n'en représente pas moins le revêtement posthercynien propre du granite d'Ercé.

L'examen du bord méridional de la bande marmoréenne, entre Aulus et la vallée du Salat, confirme pleinement les observations faites plus à l'Est. Il montre que l'on ne saurait considérer les couches secondaires métamorphiques du Pic de Géou et du Château de Mirabat comme étant en connexion normale avec les terrains primaires de la Zone axiale. Suivant un tracé qui d'Aulus remonte dans le vallon situé au Nord du Col de Latrape, redescend à la vallée de la rivière d'Alet en face de Sérac (hameau de la commune d'Ustou), puis suit à peu près le fond de cette vallée jusqu'à 1 kilomètre du pont de Lataule et gagne au delà le confluent du Salat et de l'Estours, le front de la Zone axiale, intéressant successivement du SE au NW toute une série de bandes synclinales et anticlinales alternantes de schistes houillers et de calcaires dévoniens de direction générale E — W, recoupe très obliquement les couches secondaires métamorphiques, dont les divers termes viennent ainsi successivement en contact avec les terrains primaires. Sur la rive droite de la rivière d'Alet, le Lias inférieur disparaît au Nord d'Ustou; c'est ensuite le tour du Lias schisteux métamorphique qui s'étire au Sud du Bois d'Escots, puis celui des dolomies jurassiques qui traversent la vallée au Sud de La Pomarède, pour venir se terminer en biseau au contact des calcaires dévoniens de la Zone axiale sous les maisons de Saburdac. Au delà vers le NW, dans la même vallée, puis au Nord de la butte qui porte les ruines du Château de la Garde, enfin suivant la vallée du Salat

jusqu'à son confluent avec le ruisseau d'Estours, ce sont des calcaires partout très marmoréens, sans doute urgo-aptiens et à la base desquels on ne peut distinguer de témoins des couches plus récentes, qui viennent en contact avec les couches primaires de la Zone axiale.

Le contact du Primaire et du Secondaire est dans l'ensemble subvertical, quoiqu'il montre quelques oscillations aussi bien vers le Nord que vers le Sud. Vertical à Ustou, il plonge de 75° vers le Sud en face de la Bincarède et d'un même angle vers le Nord au voisinage de la vallée du Salat.

La coupe de la vallée du Salat (pl. VII, coupe 29), montre encore l'allure complexe et dissymétrique du Synclinal métamorphique.

La terminaison de la bande marmoréenne de Vicdessos et d'Aulus au SE de Sentenac.

La terminaison occidentale de la bande marmoréenne dans la région de Sentenac est tout à fait intéressante à considérer. Déjà, dans la vallée du ruisseau d'Esbints, les calcaires métamorphiques sont séparés des schistes houillers de la Zone axiale par une lame de gneiss. Or, ceux-ci sont en continuité plus à l'Ouest avec les terrains cristallins du Massif des Trois-Seigneurs, sur lesquels le Synclinal métamorphique vient se terminer en hauteur au SW de Sentenac. Vers son extrémité la bande marmoréenne révèle toujours la même disposition synclinale bien nette. Sur son bord méridional, l'état métamorphique des couches ne permet guère d'en observer la succession; mais celle-ci est visible dans le flanc nord du pli, où l'on reconnaît sur la route de Sentenac à Seix, dans une série déjà moins cristalline qui repose sur le granite, des schistes albiens, des calcaires urgoniens, des dolomies jurassiques, du Lias, enfin de l'ophite (pl. III, coupe 12).

Après cette rapide analyse de la bande des terrains secondaires métamorphiques de Vicdessos, d'Aulus et de Sentenac, nous formulerons les **conclusions** suivantes ¹ :

1° *La bande des terrains secondaires métamorphiques de Vicdessos, d'Aulus et de Sentenac représente, sur le bord méridional du Massif des Trois-Seigneurs, le revêtement posthercynien propre de ce massif.* Relativement à cette affirmation, la disposition des couches secondaires entre la vallée du Siguer et celle du ruisseau de Miglos, où, passant au delà dans le bassin de Tarascon, elles enveloppent régulièrement la terminaison périantyclinale vers l'Est du Massif des Trois-Seigneurs, est particulièrement caractéristique. Depuis le Siguer jusqu'au

¹ Ces conclusions diffèrent des vues de Carez [91, IV, p. 2569] qui considérait le Synclinal de Vicdessos comme effondré entre deux failles. La *faille d'Ercé*, tracée par cet auteur tout au long du bord méridional du Massif des Trois-Seigneurs, n'existe pas. Par contre, le contact anormal, qui sépare de la Zone primaire axiale le Massif des Trois-Seigneurs et la couverture secondaire propre de celui-ci correspond, au moins localement, à la *faille d'Aulus* de Carez.

Salat le socle hercynien des Trois-Seigneurs s'enfonce sous une série régulière de couches métamorphiques par un contact généralement assez redressé, suivant un régime que ne compliquent que quelques étirements ou chevauchements tout à fait locaux. D'une façon générale, les couches secondaires, affectées de plusieurs replis couchés vers le Nord, restent en connexion avec leur substratum stratigraphique originel. Mais la disposition la plus typique est certainement celle que réalise la terminaison occidentale du Synclinal métamorphique. La bande marmoréenne, abandonnant sa position intermédiaire entre le Massif des Trois-Seigneurs et la Zone axiale, vient se terminer en hauteur sur le socle primaire des Trois-Seigneurs, se raccordant ainsi manifestement, par l'intermédiaire de plusieurs petits lambeaux de calcaires ou d'ophite qui reposent sur les terrains primaires au NW de Sentenac, à l'affleurement liasique du Pic de la Quère et à la bande calcaire du Cap de la Régio et d'Alos qui appartiennent à la couverture secondaire formant la bordure septentrionale du Massif des Trois-Seigneurs. Le tout constitue donc un ensemble cohérent. Je ferai remarquer une fois de plus que le métamorphisme ne peut pas être retenu comme caractérisant des ensembles structuraux. Dans le revêtement posthercynien, primitivement continu, du Massif des Trois-Seigneurs, nous voyons la bande marmoréenne de Videssos et d'Aulus passer latéralement, aussi bien vers l'Est aux couches du bassin de Tarascon, que vers le NW à la série d'Alos, indemne de métamorphisme.

2° *Sauf peut-être en certains points, le contact de la bande des terrains secondaires métamorphiques de Videssos avec la Zone axiale est un contact mécanique. Entre la vallée du Siguer et celle du Salat ce contact est toujours très redressé.* Le caractère anormal du contact en question, déjà mis en évidence par les suppressions par étirement que montre le flanc méridional du Synclinal métamorphique dans la région de Gestiés, ressort plus nettement de l'obliquité des replis de la bande marmoréenne par rapport à la limite septentrionale de la Zone axiale suivie depuis Auzat jusqu'à la vallée du Salat. D'autre part, la disposition réalisée dans le vallon d'Esbints est tout à fait caractéristique : la lame de gneiss qui s'intercale entre les calcaires marmoréens, dont elle représente le substratum stratigraphique, et la Zone axiale, est certainement en contact anormal avec celle-ci. Enfin, le simple examen de la carte au 1 : 200.000 (pl. IX) montre qu'il est tout à fait impossible d'établir, de part et d'autre de la bande synclinale marmoréenne, un raccord entre les couches primaires de la Zone axiale et celles du Massif des Trois-Seigneurs, comme on le devrait si celles-ci se raccordaient vraiment par-dessous la bande synclinale. Les nombreuses bandes alternantes de calcaires dévonien et de schistes houillers, qui viennent se terminer sur le front de la Zone axiale entre le Port de Saleix et la vallée du Salat, ne se poursuivent pas au Nord des calcaires métamorphiques, où n'affleurent que le granite, les gneiss et les schistes siluriens des Trois-Seigneurs. Le matériel hercynien nord-pyrénéen est cassé, décomposé en massifs. *Le socle hercynien du Massif des Trois-Seigneurs n'est pas en continuité avec celui de la Zone axiale ; il correspond à un pli de fond indépendant.*

L'analyse, que nous allons faire maintenant, du contact de ces deux unités structurales à l'Ouest de la vallée d'Esbints et jusqu'à celle du Lez va d'ailleurs confirmer pleinement cette opinion.

II. — LE CONTACT DU MASSIF DES TROIS-SEIGNEURS

ET DE LA ZONE AXIALE ENTRE LES VALLÉES DU SALAT ET DU LEZ

Le ruisseau d'Esbints recoupe vers Naort le contact de la Zone axiale et des gneiss des Trois-Seigneurs ; en amont de cette localité la vallée est dirigée E-W et le même contact, restant à une faible hauteur sur sa rive gauche ¹, la suit en direction jusqu'au Port de la Core. Ce contact subvertical met en présence d'une part les gneiss des Trois-Seigneurs, au Nord, d'autre part les terrains primaires de la Zone axiale, comportant plusieurs replis obliques de calcaires dévonien et de schistes houillers, au Sud. Au-dessus du ravin d'Esbints, sous les maisons de Naort, une étroite lame de calcaires secondaires, blancs, bréchoides et très métamorphiques est pincée verticalement entre les schistes houillers de la Zone axiale et les gneiss des Trois-Seigneurs. Je crois que l'on peut déduire de l'état métamorphique de ces calcaires et de leur identité de faciès avec les calcaires marmoréens de la bande d'Aulus, perdus en hauteur plus au Nord vers Sentenac, qu'ils appartiennent, comme ceux-ci, au revêtement propre du Massif des Trois-Seigneurs.

Vers le Port de la Core, où l'on passe de la vallée d'Esbints, dans la vallée du Balamet, affluent du Lez, communément appelée vallée de Bethmale, apparaît sur le bord septentrional de la Zone axiale, injectant les couches primaires, un massif de granite qui vient en contact vers le Nord avec les gneiss du Massif des Trois-Seigneurs.

Au col même, le contact du granite de la Zone axiale et des gneiss des Trois-Seigneurs n'est pas immédiat. J'ai pu, à ce sujet, vérifier une observation récente de M. Ramière de Fortanier [249]. Suivant la crête qui court du Cap-Ner au Cap de Bouirex passe une bande de grès rouges, de schistes et de psammites rouges et de poudingues à éléments quartzeux du Permo-Trias, dont la puissance n'excède pas 20 mètres : elle est intercalée entre le granite de la Zone axiale ; qui affleure au petit col où le sentier franchit le Port de la Core, et les gneiss des Trois-Seigneurs, qui forment, plus au Nord, tout le massif du Cap de Bouirex. On ne peut malheureusement pas suivre ces couches permo-triasiques sur les deux versants du col, où, aussi bien vers l'Est que vers l'Ouest, elles se

¹ Les contours de la Feuille de Bagnères doivent subir en ces parages d'assez notables modifications. Le tracé du contact anormal qui limite le front de la Zone axiale doit, en particulier, être reporté plus au Sud. Le hameau d'Esbints est bâti sur les gneiss des Trois-Seigneurs et ce n'est que plus à l'Ouest que les terrains primaires de la Zone axiale traversent le thalweg pour passer sur la rive gauche de la vallée.

perdent sous des éboulis. L'affleurement permien du Port de la Core représente le prolongement d'un lambeau plus vaste du même terrain qui, dans la vallée du Lez, repose sur le granite et les schistes métamorphiques de Bordes et je crois que l'on peut, à ce titre, le considérer comme appartenant au revêtement propre de la Zone axiale. On remarque, d'autre part, que les couches permo-triasiques du Port de la Core plongent de 75° vers le Nord. Le contact de la Zone axiale et du Massif des Trois-Seigneurs y est localement déversé vers le Sud ; il paraît bien y avoir, sur la bordure méridionale du Massif des Trois-Seigneurs, un rejaillissement vers le Sud et ce massif réaliserait ainsi, suivant le méridien du Port de la Core, une structure à double déversement, comme je l'ai représenté dans la coupe 30 de la planche VIII.

A l'Ouest du Port de la Core, le massif de granite qui occupe le bord septentrional de la Zone axiale, se poursuit sur la rive gauche de la vallée de Bethmale jusque dans les environs de Bordes. Suivant un contact mécanique, à peu près rectiligne et donc très redressé, le granite s'appuie vers le Nord contre les gneiss qui forment tout le vaste massif montagneux du Tuc de Sanigula et de la Forêt du Castéra. Toutefois, soulignant bien le caractère anormal du contact du granite avec les gneiss, le long de l'accident majeur qui suit le bord septentrional de la Zone axiale, s'alignent plusieurs lambeaux très étirés de calcaires métamorphiques, témoins de la couverture secondaire pincée entre les deux ensembles hercyniens.

À la naissance de la vallée de Bethmale, immédiatement sous le Port de la Core, un premier affleurement montre des calcaires cristallins verticaux, tout à fait identiques à ceux de Naort. Les lambeaux calcaires conservés plus en aval, qui s'accompagnent de pointements d'ophite, ont été récemment décrits par M. Duffour [131]. Le lambeau de Tournac est constitué par des calcaires secondaires très métamorphiques avec des schistes rouges, des terres blanches micacées, des dolomies noires et des schistes noirâtres subordonnés. Ces terrains entourent, vers l'extrémité orientale de l'affleurement, une butte ophitique de 300 mètres de diamètre. Deux petits lambeaux calcaires plus orientaux sont attribués par M. Duffour à des témoins de calcaires dévonien métamorphiques incomplètement digérés par le granite de la Zone axiale. Enfin, sous l'église de Bordes, se montre dans le prolongement du lambeau de Tournac, un vaste affleurement d'ophite.

Sur la rive droite du Lez, l'ophite de Bordes s'appuie directement vers le Nord contre les gneiss du Massif des Trois-Seigneurs qui sont traversés de nombreux filons de pegmatite. En contre-bas de la butte ophitique, au Sud de celle-ci, affleure une bande verticale très laminée de calcaires secondaires métamorphiques et de schistes noirs. Ces couches sont séparées du granite de la Zone axiale et de son revêtement propre de grès et de schistes permo-triasiques par une formation conglomératique, dénommée par Caralp [63, p. 280] *magma de Bordes*. Celui-ci correspond à une brèche de friction dont les éléments constituants sont empruntés au granite et aux couches permo-triasiques de la Zone axiale.

Sur la rive gauche du Lez, l'ophite de Bordes se poursuit sous le village d'Ourjout, où son affleurement, situé entre les schistes siluriens de la Zone axiale et les gneiss du Massif des Trois-Seigneurs, est complètement ceinturé par une étroite bande de calcaires métamorphiques. Au delà vers le NW, toujours sur le front de la Zone axiale, le vaste massif d'ophite de Castillon, de Sor et de Salsein représente, à la base de la série métamorphique des schistes de la Bellongue, sous laquelle le Massif des Trois-Seigneurs s'enneie très brusquement à son extrémité occidentale, le prolongement des affleurements discontinus de Bordes et de Tournac.

CHAPITRE III

LES RÉGIONS FRONTALES DE LA CHAÎNE SUR LES FEUILLES DE FOIX, DE PAMIER ET DE SAINT-GAUDENS

I

LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU MASSIF DU SAINT-BARTHÉLEMY

SOMMAIRE

I. — La couverture secondaire antécénomaniennne de la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy.

De la vallée du Lasset à la vallée du Touyre.
De la vallée du Touyre au village de Freychenet.
De Freychenet à la limite occidentale du Massif du Saint-Barthélemy.

II. — Le Cénomanienn de la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy.

De la vallée de l'Hers à celle du Touyre.
Du Touyre à l'Armentière.
La coupe du Cénomanienn dans la vallée de l'Armentière..
Le Picou de Freychenet.
Du ruisseau de Sourd à l'extrémité occidentale du Saint-Barthélemy.

III. — Le Cénomanienn du Pic de Montgaillard et de la butte de Gascogne.

Le Pic de Montgaillard.
La butte de Gascogne.

A l'Ouest de Bélesta, jusqu'où nous l'avons déjà suivi (p. 66), le chevauchement frontal du Pays de Sault vient se perdre dans le flanc inverse de la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy. En effet, tandis qu'à l'Est de Bélesta les couches secondaires du Pays de Sault viennent s'appuyer directement, par

un contact d'ailleurs très redressé, contre les couches sparnaciennes du Synclinal de Saint-Jean-d'Aiguesvives, on voit déjà, au Sud du village, s'intercaler suivant ce contact des couches à Hippurites, qui vers l'Ouest se mettent en continuité avec le Crétacé supérieur du vaste bassin de Benaix, de Nalzen et de Celles. Plus à l'Ouest, au delà de la vallée de l'Hers, c'est une étroite bande cénomaniennne qui, à son tour, s'insinue entre les couches antécénomaniennes du Synclinal de Fougax et le Crétacé supérieur du Bassin de Nalzen ; couchée vers le Nord comme les terrains qui la bordent, elle se poursuit vers l'Ouest sur toute la bordure du Saint-Barthélemy, tandis que l'ensemble du Pays de Sault et du Pays du Sud de Fougax, parti en hauteur sur le socle hercynien du massif, ne se poursuit plus à l'Ouest de Montségur, sur le front de celui-ci, que par une étroite bande, renversée sur les terrains primaires, qui chevauche le Céno-manien plus frontal et le Crétacé supérieur du bassin de Nalzen.

La bordure secondaire du Saint-Barthélemy représente ainsi un flanc inverse complet. Celui-ci est complexe, en ce sens qu'il comporte d'une part la couverture antécénomaniennne du massif, d'autre part le Céno-manien discordant qui, d'après les récentes observations de M. Ramière [247], passerait régulièrement vers le Nord au Crétacé supérieur du bassin de Nalzen, où cet auteur reconnaît une succession inverse continue jusqu'au Campanien.

Nous allons étudier successivement, sur la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy :

1° la couverture secondaire antécénomaniennne ;

2° la couverture céno-manienne.

1. — LA COUVERTURE SECONDAIRE ANTÉCÉNO-MANIENNE DE LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU SAINT BARTHÉLEMY

De la vallée du Lasset à la vallée du Touyre. — La petite butte située à l'Ouest du rocher de Montségur et contournée vers le Sud par la route de Montségur à Montferrier, est constituée par des schistes, des grès et des quartzites houillers subverticaux et sensiblement dirigés N-S. Le Houiller est suivi vers le Nord par les couches posthercyniennes qui s'alignent, normalement à lui, en direction E-W. Le vallon qui court au Nord de la butte primaire, est occupé par des grès, des schistes et des psammites rouges du Permo-Trias, accompagnés d'argiles du Keuper. Plus au Nord, les calcaires liasiques forment une nouvelle crête ; ils plongent de 75° vers le Sud et sont renversés sur une bande de dolomies jurassiques qui prolongent celles des pentes septentrionales du rocher de Montségur. Quant aux calcaires urgoniens du rocher de Montségur, ils sont ici perdus en hauteur. Les dolomies jurassiques chevauchent directement les schistes noirs céno-manienens qui occupent le vallon plus septentrional. La coupe qui vient d'être analysée diffère peu de celle de Montségur ; mais elle montre déjà un renversement très net de la couverture secondaire du Saint-Barthé-

lemy vers le Nord. Ce renversement ne fera que s'accroître plus à l'Ouest. *Le revêtement posthercynien du Saint-Barthélemy s'organise ainsi en flanc inverse.*

Au delà vers l'Ouest, les calcaires hettangiens, les brèches dolomitiques du Lias inférieur et les dolomies jurassiques coupent la route et, à travers les pentes boisées, se dirigent vers la métairie de Céquède. Sur une coupe passant par Céquède et Marou (fig. 35), l'Urgo-Aptien apparaît à nouveau à la partie supérieure de la série antécénomaniennne et l'on peut suivre, plus loin vers l'Ouest, au Nord du vallon qui redescend vers Montferrier, une bande à peu près continue de calcaires à *Toucasia*. Ces calcaires, renversés vers le Nord sur les schistes cénomaniens, forment le rocher qui supporte les maisons de Marou ; ils occupent le thalweg du vallon au Sud de Pigailous et de Régonis ; puis, passant sur son versant méridional au NW de Cériès, ils s'étirent bientôt suivant le

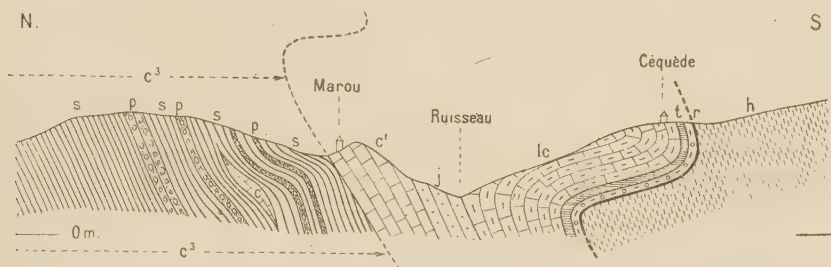


Fig. 35. — Coupe de la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy par Marou et Céquède.
Echelle : 1/20.000.

h Carbonifère ; r Permien ; t Trias ; lc calcaires liasiqes ; j dolomies jurassiques ; c' calcaires urgo-aptiens ; c³ Cénomanienn (s schistes, p poudingues, c lentilles calcaires).

contact du Cénomanienn et des terrains primaires. Au Sud de la barre urgo-nienne, les termes inférieurs de la série secondaire, eux-mêmes très laminés, s'étirent rapidement vers l'Ouest. Les dolomies jurassiques et les calcaires liasiqes, que l'on voit encore au Sud de Marou et à Céquède, disparaissent à l'Ouest de cette dernière localité. Par contre, le Rhétien, le Keuper gypsifère et le Permien atteignent, au Sud de Pigailous, le vallon de Lincantat, avant de s'étirer à leur tour entre les schistes houillers et les calcaires urgoniens au Nord de Panué.

Ainsi, de Montségur à la vallée du Touyre, la couverture secondaire antécénomaniennne du Saint-Barthélemy est renversée sous le front du massif et couchée vers le Nord sur le Cénomanienn discordant. Disposés en flanc inverse, les terrains antécénomaniens forment une bande très étroite, dont les divers termes sont sujets à des étirements locaux pouvant aller jusqu'à leur suppression totale. La bande s'étire complètement vers l'Ouest, si bien qu'au Sud de Montferrier les terrains primaires et les couches cénomaniennes sont momentanément en contact, en bordure des alluvions glaciaires de la vallée du Touyre (pl. VII, coupe 17).

De la vallée du Touyre au village de Freychenet. — Sur la rive gauche du Touyre, les terrains secondaires antérieurs au Cénomanién apparaissent de nouveau dans le prolongement de la bande que nous venons de suivre. Depuis Frémis jusqu'à Freychenet, leur affleurement s'élargit. Ils dessinent toujours un flanc inverse qui, ici affecté de nombreux replis, se révèle complexe. Les plis antécénomaniens sont coupés de la manière la plus irrégulière et souvent obliquement par le plan de contact du Cénomanién ; cette disposition met nettement en évidence la part qui, dans l'acquisition de la structure définitive, revient aux *mouvements antécénomaniens*.

Les collines situées à l'Ouest du hameau de Frémis sont constituées par des calcaires caverneux du Lias inférieur renversés vers le Nord sur le Cénomanién. Dans la masse des calcaires liasiques crève un anticlinal qui fait affleurer dans le sentier de Frémis au Col de la Lauze les calcaires en plaquettes du Rhétien, les calcaires chamois, les schistes rouges et les argiles bariolées du Trias. Cette série antécénomaniennne se poursuit vers le NE en avant des schistes houillers du Saint-Barthélemy. Le Lias calcaire occupe la crête qui domine le Col de la Lauze, tandis que le Rhétien et le Trias forment les pentes méridionales de cette crête et descendent jusqu'au fond du vallon qui la suit vers le Sud. Au Sud de Bénals, la série posthercynienne se complète à sa base par du Permien, dont les psammites et les schistes rouges, toujours renversés vers le Nord sur les argiles bariolées du Trias et les calcaires de l'Infralias, se poursuivent en une bande continue par Boulet et Rasclat (pl. VII, coupe 18) et atteignent la vallée d'Armentière.

Tout le long de sa bordure septentrionale, la bande liasique est couchée sur les formations cénomaniennes. A l'approche de la vallée d'Armentière, au Sud de Paquet, un anticlinal légèrement oblique à la limite du Cénomanién fait surgir sous le Lias les plaquettes rhétiennes, ainsi que les schistes multicolores et les cargneules du Trias que recoupe le chemin d'Armentière (fig. 38). Ainsi, à la traversée du ruisseau d'Armentière, entre le Primaire au Sud et le Cénomanién au Nord, les terrains antécénomaniens de la couverture du Saint-Barthélemy affectent la disposition d'un synclinal couché vers le Nord.

Au Sud de la puissante série des calcaires liasiques qui affleurent sous le village d'Armentière, les grès rouges et les schistes violacés du Permien s'étirent rapidement sur la rive gauche de la vallée. Par contre, le Trias, suivi vers le Nord par les couches rhétiennes et par les calcaires hettangiens qui sont affectés de plusieurs replis sous la grange de Petit, remonte très haut dans le vallon qui court vers l'Ouest au Sud de Petit et de Stal de Pic. Dans la partie moyenne du vallon ces couches viennent se terminer en contre-bas des calcaires dévoniens de Stal de Pic. Au NE de cette dernière localité, les calcaires bruns griotteux et les dolomies du Dévonien s'étendent vers le Nord jusqu'au mamelon de Louts, leur contour dessinant un saillant très accusé vers l'Est qui les amène, au-dessus de la route de Gabachou, jusqu'au contact de la brèche du Lias inférieur.

M. Dubar [125] pense que, sous la poussée venue du Sud, le Primaire de Louts a recouvert le Lias du Sud de Gabachou, le plan de base de ce chevauchement étant très voisin de l'horizontale. Le Trias apparaîtrait alors en fenêtre dans vallon de Petit. La situation topographique très élevée des calcaires dévoniens, par rapport aux couches liasiques d'Armentière, est pour l'interprétation de M. Dubar un argument puissant. Je me demande, cependant, si la disposition, qui est réalisée ici, ne peut pas s'expliquer, plus simplement, par une rapide plongée axiale vers l'Est d'un ressaut anticlinal du front du Saint-Barthélemy sous l'enveloppement périclinal de sa couverture secondaire fortement disloquée et étirée à sa base. Les contours relevés par M. Dubar [125, fig. 2] indiquent eux-mêmes, au Nord de Petit, une inflexion des couches rhétiennes et liasiques qui se reploient vers le NE parallèlement à la bordure du Dévonien, comme pour envelopper celui-ci, disposition qui me paraît difficile à expliquer, si l'on accepte l'hypothèse d'un recouvrement.

Quoi qu'il en soit de ce point de détail, le Trias apparaît à nouveau au Sud de Gabachou, sur la bordure septentrionale du Primaire. Le chemin de Gabachou à Freychenet, dont la coupe est intéressante grâce aux travaux de rectification actuellement en cours, est en grande partie tracé dans les argiles bariolées du Keuper, qui se poursuivent sans discontinuité au Nord des griottes roses dévoniens, en contre-bas des collines de Louts et de Pécoul. En un seul point, au Sud de Freychenet, vers l'embranchement du chemin de Gabachou et de celui de Tragine, j'ai trouvé, suivant le contact du Trias gypseux et des griottes et dolomies dévoniennes, les schistes rouges du Permien. Là encore, le contact du Saint-Barthélemy et de sa couverture posthercynienne plonge de 45° vers le Sud. Toutes les collines situées entre Gabachou et Freychenet, au Nord de la bande triasique et des assises infraliasiques qui l'accompagnent, sont en majeure partie occupées par les calcaires du Lias inférieur. Ceux-ci chevauchent directement le Cénomaniens sur le bord septentrional de leur affleurement dont le tracé passe au Sud de la cote 862 et dans le village de Freychenet.

La disposition de la couverture antécénomaniennne reste complexe. En effet, la puissante série de Lias calcaire est accidentée par un repli anticlinal, isoclinalement couché vers le Nord, qui fait affleurer les couches rhétiennes sous le calvaire de Freychenet ¹ (fig. 39). J'ai pu suivre vers l'Est l'axe de cet anticlinal sur une certaine longueur. Sur le versant oriental de la butte du calvaire, on voit apparaître, au milieu du Rhétien, un cœur anticlinal de marnes irisées du Trias; ces dernières couches se poursuivent vers l'Est jusqu'au thalweg du vallon suivant, où on les voit très nettement, enveloppées par une étroite bordure de marnes rhétiennes, s'enfoncer sous les calcaires liasiques qui forment seuls le mamelon plus oriental. Dans le thalweg du vallon suivant, j'ai encore trouvé un affleurement de marnes et de calcaires en pla-

¹ M. Dubar [125, p. 223] donne une analyse détaillée de la succession des assises liasiques au Nord du calvaire de Freychenet.

quettes. Isolé au milieu des calcaires liasiques, il se met parfaitement en direction sur l'axe de l'anticlinal du calvaire de Freychenet et paraît en indiquer le prolongement.

De Freychenet à la limite occidentale du Massif du Saint-Barthélemy. — A l'Ouest de Freychenet, le noyau anticlinal à noyau rhétien et triasique étant ennoyé, la couverture de terrains secondaires antécénomaniens redevient simple; elle se montre exempte de replis secondaires. Toujours renversée au Nord, elle comporte de nouveau à sa partie supérieure, comme à l'Est de Montferrier, des dolomies jurassiques et des calcaires urgoniens et se poursuit jusqu'à Labat, vers l'extrémité occidentale du Saint-Barthélemy, en une étroite bande, sans doute laminée, mais dont la série, parfaitement régulière, est complète. A l'Ouest de Freychenet, les calcaires liasiques se poursuivent jusqu'à la vallée de Sourd, dans les lacets supérieurs de la route de Freychenet à Celles. Ils s'enfoncent vers le Sud sous les griottes dévoniens par l'intermédiaire d'affleurements sporadiques de marnes rouges et des calcaires jaune fauve du Trias. Vers le Nord, le Lias s'appuie sur une bande de dolomies noires du Dogger, elle-même suivie d'une barre continue de calcaires urgoniens. Ces derniers, pétris d'Orbitolines, forment d'abord la crête qui surplombe la route, puis coupent celle-ci dans son grand lacet au Nord de la ferme de Pic et atteignent, plus à l'Ouest, le thalweg de la vallée de Sourd.

La coupe de la vallée de Sourd montre ainsi, au Nord du Primaire, une bordure antécénomaniennne disposée en un flanc inverse simple et comportant du Rhétien, du Lias, du Dogger et de l'Urgo-Aptien.

Au delà vers l'Ouest, la bande que nous suivons devient très étroite, en même temps que des étirements locaux la rendent par place incomplète. Les calcaires liasiques sont étirés au Nord de Pouchou, où les dolomies jurassiques et les calcaires urgoniens traversent seuls la crête du sommet 983 (pl. VII, coupe 20). Ils affleurent à nouveau suivant la crête de Saint-Genés, où la succession est régulière et complète. On y trouve, du Sud au Nord :

1. — schistes houillers ;
2. — calcaires griottes et dolomies du Dévonien, affleurant sous les maisons de Saint-Genés ;
3. — Permo-Trias, assez mal caractérisé (terres rouges, psammites) ;
4. — calcaires lités et brèches du Lias inférieur ;
5. — marnes du Lias moyen ;
6. — dolomies jurassiques noires, affleurant sur les pentes méridionales de l'escarpement qui domine la vallée de Saint-Paul ;
7. — calcaires urgo-aptiens ¹ ;
8. — schistes noirs cénomaniens

A l'Ouest de Saint-Genés, la bande de terrains antécénomaniens se poursuit, toujours très étroite, en direction du hameau de Labat. A mi-pente, les calcaires

¹ De Lacvivier a trouvé dans la barre calcaire du Nord de Saint-Genés des Réquiénies, des Polypiers et des radioles d'Oursins.

urgoniens s'étirent sur sa bordure septentrionale et, seules, les dolomies jurassiques affleurent sur les pentes qui dominent Labat. Plongeant de 45° vers le Sud, les dolomies sont renversées au Nord sur les schistes cénomaniens. Sur la bordure méridionale de leur affleurement, le Lias n'est pas visible ; seuls, quelques bancs de schistes rouges permo-triasiques séparent les dolomies des griottes dévoniens sur la coupe que donne la route de Labat à Saint-Paul de Jarrat ¹.

Les dolomies jurassiques s'étirent très vite à l'Ouest de Labat. On peut alors observer au Sud d'Antras, sur une certaine distance, un contact direct des couches primaires du Saint-Barthélemy et des schistes cénomaniens. Suivant ce contact, qui plonge toujours de 45° au Sud, les terrains secondaires antécénomaniens ont totalement disparu par étirement. Cette suppression est locale ; car, déjà au SW de Labat, avant d'atteindre l'extrémité occidentale du Massif du Saint-Barthélemy, une petite bande d'ophite triasique, qui coupe le chemin d'Antras à Croquier, indique le prolongement de la bande de Labat et de Saint-Genés. Elle est coupée obliquement, à l'Est de la cote 926, par la limite du massif cristallin de l'Arize, qu'un décrochement horizontal a décalé vers le Nord par rapport au Massif du Saint-Barthélemy.

En résumé, sur la bordure septentrionale du Massif du Saint-Barthélemy, se poursuit une étroite bande discontinue de terrains secondaires antérieurs au Cénomaniens. En continuité vers l'Est avec le Synclitorium du Sud de Fougax et avec tout le Pays de Saull, cette bordure antécénomaniennne est disposée en flanc inverse. Elle est renversée sous les terrains primaires et elle chevauche le Cénomaniens plus frontal et le Crétacé supérieur du bassin de Nalzen. Tandis que vers les deux extrémités du front du Saint-Barthélemy, entre Montségur et la vallée du Touyre vers l'Est, entre Freychenet et Labat vers l'Ouest, la bande antécénomaniennne reste simple, elle devient au contraire complexe dans son tronçon médian. Les plis antécénomaniens, qui l'accidentent entre Frémis et Freychenet, affectent une indépendance d'allure totale par rapport au Cénomaniens de style tectonique beaucoup plus simple.

¹ Je signale ici un petit accident anticlinal de détail qui, sur la route de Labat à Saint Paul, ramène au Nord des dolomies jurassiques du château de Labat, sur une trentaine de mètres, des couches qui me paraissent devoir être rapportées au Trias. On voit en effet, immédiatement sous les dolomies jurassiques, plongeant comme elles de 45° vers le Sud, des schistes gris et des bancs marno-gréseux (Lias moyen ?), puis des alternances plusieurs fois répétées de cargneules jaunes et de marnes vertes triasiques qui, par l'intermédiaire d'un banc calcaire, reposent sur le complexe schisto-gréseux noir du Cénomaniens. Il est intéressant de constater que c'est exactement dans le prolongement des couches triasiques mises en évidence par cette coupe que se situe le petit pointement d'ophite du SW d'Antras.

II. — LE CÉNOMANIEN DE LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU SAINT-BARTHÉLEMY

Le flanc inverse que dessine la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy comporte à sa partie supérieure de puissantes couches cénomaniennes qui forment, au Nord de la zone qui vient d'être étudiée, une bande continue. Le Céno-manien est renversé vers le Nord sur le Crétacé supérieur du bassin de Nalzen qui, au moins par place, semble bien lui succéder régulièrement.

Dans l'analyse qui suit, je décrirai plusieurs coupes qui permettent de préciser la composition des couches cénomaniennes et d'indiquer la répartition des divers faciès qu'elles présentent.

De la vallée de l'Hers à celle du Touyre. — Le Céno-manien apparaît sur la rive gauche de l'Hers, au Nord des Pierrets, en face de la fontaine de Fontestorbes. Il forme une bande dirigée E-W qui, d'abord très étroite au Nord du confluent de l'Hers et du Lasset, court à mi-pente au-dessus des marnes albiennes de Fougax et en contre-bas de la crête turonienne du Col des Balussous et de Morenci, puis s'élargit dans la direction de Capitaine et de Serrelongue.

Le Céno-manien est représenté par des schistes noirs micacés, des marnes grises ou jaunâtres, des microbrèches, des grès. Les conglomérats grossiers y sont très rares ; j'ai cependant trouvé, à la naissance du vallon à l'Ouest de Barthole, un poudingue à éléments quartzeux, à blocs de calcaires dévonien, de calcaires secondaires et de dolomies jurassiques. Par contre, les intercalations lenticulaires de calcaire zoogène à Caprines et à Polypiers s'y montrent nombreuses. A l'Ouest des Pierrets, plusieurs lentilles de calcaires à Caprines, interstratifiées dans les schistes, recoupent les vallons qui descendent à la vallée de l'Hers. Plus à l'Ouest, une puissante barre calcaire qui, elle aussi, a fourni des Caprines ¹, forme dans la topographie une crête boisée. Elle passe au Nord de Barthole, entre Picon et Lahille, et vient se terminer au delà du ravin de Balussous à l'Ouest de Capitaine.

Le ravin de Margarit, qui descend à la vallée du Lasset en amont de Contés, offre la coupe que reproduit la figure 36. Tandis que plus à l'Est le Céno-manien s'enfonçait directement vers le Sud sous les schistes de Fougax ², dès le Sud de Capitaine une bande de dolomies jurassiques et de calcaires urgonien, représentant le flanc nord du Synclinal albien de Fougax, apparaît sur la bor-

¹ Voir notamment : Roussel [275, p. 251, 276, profil 43] et Carez [91, IV, p. 2221].

² Le prolongement vers l'Est de la bande urgonienne de Contés jusqu'aux Pierrets, indiqué sur la Feuille de Foix, me paraît être le résultat de la confusion d'une barre lenticulaire de calcaires à Caprines avec des calcaires urgonien.

Due à la grande similitude de faciès des schistes céno-manien et des schistes albiens, l'attribution exclusive à l'Albien des couches schisteuses explique, de même, les contours très compliqués que Roussel [275, fig. 9] a donnés des environs de Capitaine, de Barthole et des Pierrets.

du Sud, le ravin de Margarit montre des alternances de grès, de schistes et de microbrèches du Cénomanien. Au milieu de ces couches détritiques, sont intercalées plusieurs étroites lentilles de calcaire zoogène : le ruisseau en recoupe trois, dont la plus septentrionale, qui est la plus large, remonte sur la crête du mamelon plus occidental. En amont de cette dernière barre calcaire, les couches cénomaniennes qui, toujours renversées et affectées de pendages 60° Sud, s'appuient vers le Nord sur le Crétacé supérieur, montrent quelques bancs de poudingues grossiers au voisinage de la métairie de Margarit.

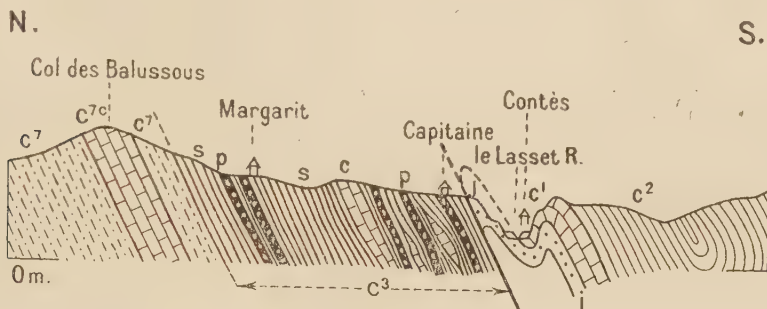


Fig. 36. — Coupe du Cénomanien dans le vallon de Margarit.

Echelle : 1/25.000.

j dolomies jurassiques ; c¹ calcaires urgo-aptiens ; c² schistes albiens ; c³ Cénomanien (s schistes, p poudingues et microbrèches. c lentilles calcaires) ; c⁷ Sénonien ; c^{7c} calcaires de Morenci.

Au bas de la crête de Morenci se dresse un coteau moins élevé, sur lequel est situé le village de Serrelongue. Les pentes méridionales du coteau sont occupées par des schistes et des bancs gréseux cénomaniens ¹, assez plissotés dans le détail, qui s'enfoncent vers le Sud sous les dolomies jurassiques et les calcaires urgoniens de la rive droite du Lasset, suivant un contact qui plonge de 45° vers le Sud. Sur la crête de Serrelongue succèdent à ces schistes des bancs de brèches et des poudingues à éléments assez légers d'origine très variée (schistes primaires, galets quartzeux, calcaires dévoniens, calcaires secondaires) ; puis

¹ Plusieurs auteurs, de Grossouvre [149], Roussel [291, p. 122], de Lacvivier [188, p. 186], Carez [91, IV, p. 2124], ont cru pouvoir reconnaître à la base du Cénomanien une bande albienne continue, quoiqu'il n'y ait, à ma connaissance, jamais été signalé de fossiles caractéristiques. De Lacvivier, en particulier, attribue au Gault des couches qui sont cénomaniennes ou même plus récentes, celles du Col del Four, du Nord de Mèrigot, de la Jasse, de l'église de Gabachou et de Tillol. Pour ma part, tout en reconnaissant qu'il n'est pas impossible que la couverture antécénomaniennne du Saint-Barthélemy comporte localement, lorsque les calcaires urgoniens sont représentés à son sommet, c'est-à-dire au Sud de Pigailous et à Saint-Genès, un étroit liséré de schistes albiens, je me rallie pleinement à la manière de voir de M. Léon Bertrand qui, sur la Feuille de Foix, attribue l'ensemble du complexe schisto-gréseux au Cénomanien. L'indépendance d'allure de l'affleurement schisteux et des terrains antécénomaniens de la bande plus méridionale constitue, à l'appui de cette attribution, un très fort argument.

viennent des grès grossiers et des marnes jaunâtres, dans lesquelles s'intercalent, sur le versant nord du coteau, des calcaires marneux. Enfin, plus au Nord encore, le vallon de Péchiquelle est occupé par des marnes gris bleuté, qui sont, sans doute, encore cénomaniennes. En effet, ainsi que l'a rappelé dernièrement M. Ramière [247], ces marnes montrent, aussi bien à Péchiquelle que plus à l'Ouest vers Lacoume, des intercalations lenticulaires de calcaires coralliens dans lesquels abondent des sections de Caprines; c'est là un fait depuis longtemps signalé par Roussel [271, p. 172]. Le Cénomanien aurait ainsi, dans ces parages, une extension vers le Nord plus grande que ne l'indique la Feuille de Foix.

Au delà vers l'Ouest, le Cénomanien est caractérisé par l'importance croissante que prennent dans sa composition les couches conglomératiques de plus en plus grossières.

Tandis que les schistes cénomaniens se poursuivent au Nord du Rocher de Montségur et le long de la route de Montferrier, où ils affleurent au Nord de Marou, à Pigaillous et sous Régonis, les conglomérats cénomaniens prennent une part prépondérante dans la constitution du sommet 863 et de la crête qui, s'allongeant au Nord de la route, porte la cote 1042. Toujours très polygéniques, ces conglomérats, qui sont tantôt des brèches, tantôt des poudingues, sont ici souvent constitués d'éléments énormes pouvant atteindre plusieurs mètres cubes. Ceux-ci, dissociés, gisent épars au milieu des champs. Les gros bancs de poudingues, surtout localisés au Nord de la bande schisteuse, sont eux-mêmes interstratifiés dans les assises schisto-gréseuses parfois associées à des niveaux calcairès, ainsi que le révèle la tranchée du chemin qui mène de la route à la métairie de Régonis. La route de Montferrier recoupe, entre Régonis et Bordes-de-Bas, des alternances de conglomérats et de schistes plongeant toujours de 45° vers le Sud; puis elle atteint les marnes gris bleuté de Toupinal, qui prolongent les couches de Lacoume et de Péchiquelle. L'affleurement cénomanien tout entier disparaît, au Sud de Montferrier, sous les alluvions glaciaires de la vallée du Touyre.

Du Touyre à l'Armentière. — Le Cénomanien reparaît sur la rive gauche du Touyre, à l'Ouest de la splendide moraine de Sau et de Frémis, et forme au delà une bande d'une largeur moyenne de 1 kilomètre. Son étude est encore très instructive au triple point de vue :

- 1° de la composition des conglomérats polygéniques et de leur répartition ;
- 2° de l'existence de nombreuses lentilles de calcaire zoogène intercalées dans les formations détritiques ;
- 3° de la présence au milieu des terrains cénomaniens d'affleurements primaires.

De puissants bancs de conglomérats cénomaniens coiffent le sommet de la butte située à l'Ouest de Sau ; ils se poursuivent au Nord de Mérigot suivant la crête 1044, ainsi que sur ses pentes méridionales, pour recouper, au delà vers

l'Ouest, le chemin de Lamot au Nord de Col de la Lauze. Les conglomérats, comme les schistes noirs dans lesquels ils sont interstratifiés, plongent vers le Sud ; entre Sau et Méricot, où le renversement est le plus accentué, leur pendage est de 30° Sud. Ils reposent en concordance sur les marnes gris bleuté, rubéfiées par place, de Fourmagère, de Lamot et de Laffite. Brèches et poudingues se montrent toujours polygéniques. Leurs éléments, de taille très variable, sont surtout des roches primaires : schistes siluriens, quartzites houillers, calcaires dévoniens ; mais, plus rares, des blocs de calcaires liasiques ou urgoniens, de dolomies jurassiques, exceptionnellement d'ophite ¹, comme j'ai pu l'observer à l'Est de Méricot, les accompagnent.

Les lentilles de calcaire corallien interstratifiées dans les couches détritiques du Cénomanien sont nombreuses. Elles n'ont pas toujours fourni de fossiles caractéristiques ; mais leur situation ne laisse aucun doute sur leur âge. Les énumérant toujours de l'Est vers l'Ouest, je citerai d'abord, à l'Est de Roc, le rocher calcaire de la cote 989, qui apparaît au Sud des schistes noirs de Col del Four, ceux-ci admettant d'ailleurs eux-mêmes de nombreux bancs calcaires intercalés. Immédiatement au Sud de Col de la Lauze, se dresse un rocher de calcaires gris (fig. 37). La disposition lenticulaire de ces calcaires au sein des schistes cénomaniens est très nette : dans le chemin qui passe à l'Ouest des maisons, on voit l'affleurement calcaire se morceler en plusieurs bandes qui, vers l'Ouest, se fondent dans les schistes. Plus au Nord, des calcaires affleurent à nouveau sous les maisons les plus septentrionales de Col de la Lauze et dans le sentier qui mène de celles-ci à Bénals.

Les bancs calcaires ne font pas totalement défaut dans la partie septentrionale de l'affleurement cénomanien qui est essentiellement le domaine des conglomérats : j'ai, en effet, trouvé un banc de calcaires à Caprines sur la crête 1044. Ce fait indique qu'il y eut dans la sédimentation du Cénomanien des ruptures d'équilibre très brusques ; d'autre part, les alternances plusieurs fois répétées de couches schisteuses, de couches calcaires et de couches grossièrement détritiques indiquent plusieurs récurrences du même phénomène.

Au milieu des couches cénomaniennes affleurent sous les maisons de Roc des dolomies brunes. Vers l'Est, les dolomies traversent le chemin de Frémis et se perdent sous le glacière ; vers l'Ouest, au bord du chemin qui mène à Col

¹ La rareté des blocs d'ophite dans les conglomérats cénomaniens de la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy s'oppose à leur extrême fréquence dans les couches de même âge de la couverture de l'Arize dans la région de Camarade. On ne peut s'empêcher de mettre ce fait en relation avec l'extrême rareté d'affleurements d'ophite dans la bordure antécénomanienne du Saint-Barthélemy, où nous n'avons signalé que le minuscule pointement du SW d'Antras, tandis que la couverture de l'Arize montre, depuis Castelnau-Durban jusqu'à Lacourt, de larges bandes de cette roche. Ce sont bien les matériaux du massif hercynien et ceux de sa couverture antécénomanienne que l'on retrouve dans les conglomérats cénomaniens.

de la Lauze, elles se montrent associées à des calcaires roses de structure nettement griotteuse. Ces couches sont certainement dévoniennes.

Un autre affleurement paléozoïque se montre au Sud du rocher cénomaniens de Col de la Lauze, non plus au milieu du Cénomaniens comme le précédent, mais sur sa bordure méridionale, plaqué directement contre les couches secondaires antécénomaniennes. Le chemin de Frémis à Col de la Lauze recoupe en effet, immédiatement au Nord de son embranchement vers Roc, après le Lias inférieur, quelques mètres de schistes primaires noirs, puis des bancs bien réguliers de calcaires roses griotteux plongeant au Sud et associés à des dolomies brunes identiques à celles de Roc.

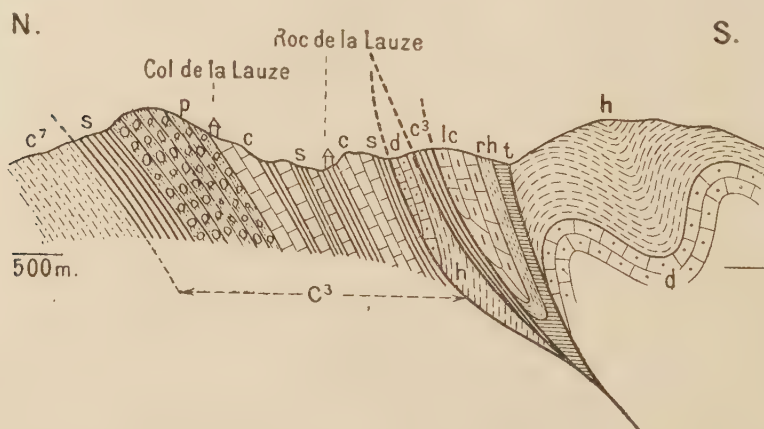


Fig. 37. — Coupe de la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy par Roc de la Lauze.
Echelle : 1/25.000.

d Dévonien ; h Carbonifère ; t Trias ; rh Rhétien ; lc calcaires liasiques ; c³ Cénomaniens (s schistes, p poudingues, c lentilles calcaires) ; c⁷ Sénomien.

Les conditions d'observation très défavorables ne me permettent pas de dire avec certitude si nous sommes en face de véritables affleurements enracinés *in situ*, ou, au contraire, en présence d'éléments de grande taille du conglomérat cénomaniens. Cependant, l'étendue de ces lambeaux primaires isolés et leur allure régulière, nullement chaotique, m'incitent fortement à accepter la première interprétation. Je crois, comme Roussel [271, p. 96] et Carez [91, IV, p. 2588], que les affleurements paléozoïques de Roc et du Sud de Col de la Lauze représentent des écaïlles anticlinales du tréfonds hercynien, poussées de la profondeur, à travers les couches cénomaniennes, dans une zone étroitement serrée et couchée vers le Nord. La figure 37 représente cette disposition, dont la couverture cénomaniens du Massif de l'Arize nous donnera, en particulier dans la région des écaïlles du Volp, récemment étudiée par M. R. Buxtorf [61], de nombreux exemples très caractéristiques.

Coupe de la vallée d'Armentière (fig. 38). — Tous les géologues ariégeois¹ ont décrit la coupe du Cénomanién dans la vallée d'Armentière. La notion du renversement de la série crétacée, dont Roussel fut un adversaire convaincu, ne fut pas admise sans difficulté et elle donna lieu à de longues discussions.

Coupe de la rive droite. — Au Nord d'Armentière la route de Nalzen traverse deux fois le ruisseau ; immédiatement après le deuxième pont, passée sur la rive droite, elle recoupe, au Nord des calcaires liasiques et des argiles du Keuper², des alternances de schistes noirs et de grès cénomaniens. Les bancs gréseux, épais de 10 à 20 centimètres, accusent le pendage d'ensemble du complexe ; ils sont très fortement couchés vers le Nord et atteignent, par endroits, l'horizontale. Sur leur bordure septentrionale, les grès deviennent plus grossiers et, accompagnés de bancs de poudingues fins et de microbrèches polygéniques, ils se redressent sur une lentille calcaire d'une vingtaine de mètres de puissance. Cette dernière, datée par des Caprines³, est

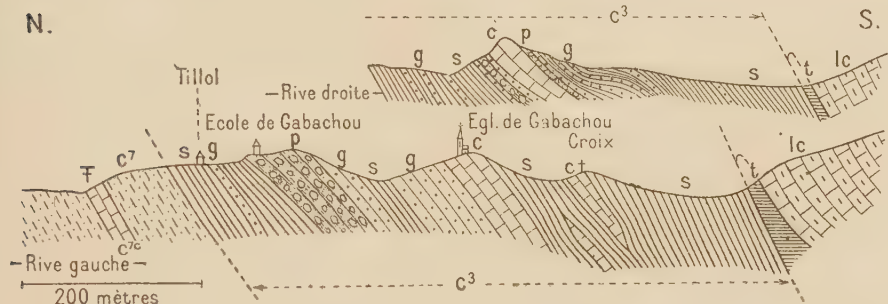


Fig. 38. — Coupes des deux rives du ruisseau de l'Armentière.

t Trias ; lc Lias inférieur calcaire ; c³ Cénomanién (s schistes, g grès, p poudingues, c lentilles calcaires) ; c⁷ Sénonien ; c^{7c} calcaires à Hippurites.

formée par un calcaire gris, compact, cristallin, pétri de petits galets quartzeux qui témoignent, sinon d'une sédimentation agitée, incompatible avec la vie récifale, tout au moins de l'existence d'apports détritiques. Sous ces calcaires affleurent encore quelques bancs de brèches à éléments assez ténus, puis, dans le vallon du Sud de Paquet, des schistes alternant avec des grès à faciès « grès de Celles ».

Coupe de la rive gauche. — La route d'Armentière à Gabachou monte d'abord dans les calcaires hettangiens ; puis elle recoupe des argiles bario-lées à quartz bipyramidés du Keuper et atteint plus haut les formations

¹ Voir notamment Roussel [276, p. 333, 271, p. 244], de Grossouvre [451], Carez [91, IV, p. 2220].

² Le Trias, caché sur le bord de la route, affleure sur les pentes qui la dominent vers l'Est.

³ Carez [91, IV, p. 2220] signale dans ces calcaires, en même temps que des Caprines, des Orbitolines. Les unes, de grande taille, ont été rapportées par M. H. Douvillé à *Orbitolina plana* d'Arch. (= *aperta*), espèce de Fouras ; les autres, plus petites, n'ont pu être déterminées.

cénomaniennes. Celles-ci montrent un complexe de schistes noirs et de grès plongeant de 45° vers le Sud, dans lequel s'intercalent plusieurs lentilles de calcaire zoogène. Une première lentille forme le petit rocher qui supporte la croix indiquée par la Carte d'Etat-Major. Plus au Nord, une barre calcaire plus puissante, sur laquelle est construite l'église de Gabachou, paraît prolonger la lentille calcaire de la rive droite. Elle repose, à son tour, sur des conglomérats quartzeux et des grès grossiers qui, vers le Nord, se couchent de plus en plus et passent, en face de la maison d'école, à de véritables poudingues. Au tournant que fait la route au Sud de Tillol, ces poudingues recouvrent les grès de Celles et les marnes gris bleuté qui leur sont associées¹.

Les coupes des deux rives du ruisseau d'Armentière, qui viennent d'être analysées, nous ont montré un Cénomaniens toujours très hétérogène, avec ses grès, ses schistes, ses lentilles de calcaires coralliens, ses microbrèches. Il est cependant caractérisé par la finesse relative de ses conglomérats, qui, au delà vers l'Ouest, deviennent de plus en plus grossiers.

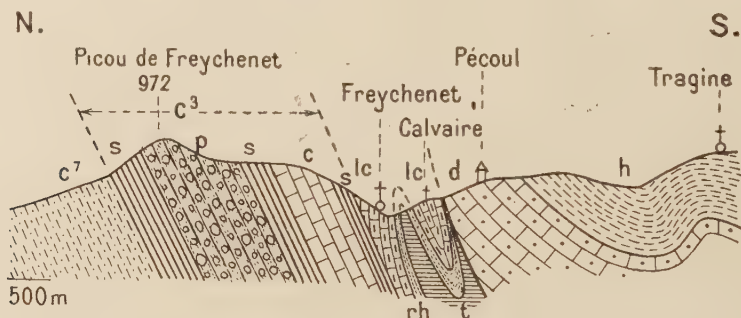


Fig. 39. — Coupe de la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy par le Picou de Freychenet. — Echelle : 1/25.000.

d Dévonien ; h Carbonifère ; t Trias ; rh Rhétien ; lc calcaires liasiques ; c³ Cénomaniens (s schistes, c calcaires, p poudingues à éléments surtout paléozoïques) ; c⁷ Sénonien.

Le Picou de Freychenet. — La route de Nalzen recoupe les formations céno-maniennes sur les pentes orientales du Picou de Freychenet. Sur les marnes bleutées et les grès de Madril reposent, en concordance parfaite, des bancs de poudingues régulièrement stratifiés, plongeant de 45° au Sud. Ces conglomérats sont très polygéniques : avec des roches cristallophylliennes, des schistes siluriens, des quartzites houillers et des calcaires secondaires, y sont inclus des blocs de griottes dévoniens, dont certains atteignent plusieurs mètres cubes. Toutes ces enclaves, de taille très dissemblable, sont prises dans un ciment

¹ La limite septentrionale du Cénomaniens est difficile à préciser. Il semble qu'au moins une partie des grès à faciès « grès de Celles » soit encore céno-maniens. Cependant, sur la coupe analysée ici, la présence, au milieu des marnes qui affleurent entre Tillol et Nalzen, de lentilles calcaires, où, comme l'a rapporté Roussel [271, p. 172, 275, p. 247], Canal a découvert une faune d'Hippurites (*Hippurites bioculatus*, *Hippurites striatus*, *Hippurites sulcatoïdes*), fixe une limite à l'extension du Cénomaniens vers le Nord.

lui-même constitué par une microbrèche très quartzeuse et polygénique. Tandis que les conglomérats, qui admettent quelques intercalations de marnes grises, se poursuivent dans la direction du Signal 972 au Nord de la route, celle-ci recoupe, plus au Sud, jusqu'au Lias qui affleure sous les premières maisons de Freychenet, des alternances de schistes cénomaniens noirs et de lentilles calcaires, dont la figure 39 indique la succession.

Suivant la crête du Picou de Freychenet, dominant de près de 500 mètres la vallée de Celles, affleurent en quantité de gros blocs de calcaires griottes dévoniens de plusieurs mètres cubes. Leur attribution d'âge ne fait aucun doute ; par contre, leur mode de gisement a donné lieu à des interprétations diverses, d'autant plus que les observations sont difficiles, le sol étant couvert de végétation. Considérés par certains auteurs comme de simples éléments du poudingue, les blocs de calcaires dévoniens constituent, pour d'autres, des blocs tectoniquement exotiques, des Klippes ; pour d'autres, enfin, ils appartiendraient à des écailles hercyniennes enracinées *in situ* en avant du Saint-Barthélemy.

Je cite brièvement les opinions les plus remarquables exprimées dans une bibliographie copieuse.

A. de Grossouvre [149, 150] reconnaît au Picou de Freychenet « un lambeau de recouvrement bien caractérisé ».

Roussel [271, p. 96, 276, p. 28, profil 49, 275, p. 246, fig. 5], considère les griottes comme enracinées et ayant constitué un récif dévonien recouvert partiellement par la mer cénomanienne, ce que cet auteur appelle une « klippe »¹.

Carez [82, 83, 86, 91, IV, p. 2220] ne voit au Picou de Freychenet que les éléments énormes du poudingue cénomanien. « Il s'agit bien de blocs malgré leur dimension colossale », dit-il notamment.

Pour M. Léon Bertrand [30, p. 120], la lame dévonienne du Picou de Freychenet constituerait une klippe tectonique, un témoin primaire charrié à la base de la nappe cénomanienne, tandis que les blocs de moindre taille feraient partie de zones de mylonites.

En 1928, nous acceptions, M. Jacob et moi-même [164, p. 322], l'attribution des blocs primaires de Freychenet au conglomérat cénomanien et nous disions à leur sujet : « Personnellement, vu que ces blocs sont enrobés dans le ciment du poudingue et que seule leur dimension les distingue des éléments habituels du poudingue, nous inclinons à accepter leur attribution au conglomérat lui-même ».

Ainsi que purent le constater [256, p. 552], non pas au sommet du Picou de Freychenet, mais sur les pentes occidentales de cette montagne, où une tranchée, ouverte pour la rectification de la route de Freychenet à Celles, fournissait une coupe splendide, tous les participants de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Pyrénées en 1928, on est bien en présence d'une brèche sédimentaire à énormes blocs paléozoïques.

Au sommet du Picou de Freychenet l'affleurement des blocs paléozoïque est autrement vaste que dans la tranchée de la route de Celles et il s'y caractérise,

¹ Il convient de remarquer le sens tout particulier que Roussel donne au mot klippe. Par ce terme l'auteur désigne un îlot autour duquel s'est faite la sédimentation. Ce n'est plus la klippe de recouvrement classique.

d'autre part, par la présence presque exclusive de blocs de calcaires dévoniens, tandis qu'il est très polygénique sur la route de Celles. Mes dernières observations m'ont cependant montré qu'il ne pouvait non plus y être question d'affleurement disloqué de Dévonien. C'est surtout à l'Ouest du sommet 972 que la disposition est typique; en suivant la crête jusqu'à une petite cabane située au-dessus du premier ravin qui descend au NW, on ne voit affleurer que des griottes dévoniens et des calcaires compacts de même âge. Ceux-ci forment des trainées alignées suivant la stratification du Cénomanien; mais, dans chaque trainée, la disposition des blocs élémentaires est très chaotique. Les blocs, souvent énormes, sont de forme générale anguleuse; mais les arêtes en sont arrondies, ce qui indique une usure due au transport. Ils sont disposés pêle-mêle, sans aucun ordre, si bien que des griottes blanches à veines vertes, des griottes roses, des griottes rouges voisinent, alors qu'ils proviennent de couches certainement différentes. Les éléments du conglomérat sont tous du même âge; ils ont cependant des origines diverses. En ce sens, le conglomérat est encore polygénique.

J'ai pu constater que les blocs de calcaire dévonien sont encore enrobés dans le ciment du poudingue cénomanien. L'étude micrographique du ciment, qui se révèle lui-même comme une brèche sédimentaire très fine, *m'a permis d'y déceler des thalles de Mélobésiées ne laissant aucun doute sur l'âge crétacé du conglomérat.*

D'ailleurs, si l'on suit plus à l'Ouest l'arête du Picou de Freychenet dans la direction de la route de Celles, on ne tarde pas à voir les blocs dévoniens, encore nombreux, s'espacer cependant. Tandis que des paquets de schistes siluriens et des gros blocs de quartzites houillers accompagnent les calcaires dévoniens, le conglomérat cénomanien montre, à côté de ces éléments de grande taille, des brèches beaucoup plus fines, intercalées en bancs puissants au milieu de grès grossiers. C'est ainsi que se présente le conglomérat cénomanien dans la tranchée de la route au Sud de la Chapelle de Celles, comme dans le thalweg du ruisseau de Sourd.

Je conclus en attribuant, sans hésitation, les blocs de griottes dévoniens du Picou de Freychenet à des éléments gigantesques du conglomérat de base du Cénomanien et non à un affleurement disloqué de Dévonien.

Les constatations faites sur le terrain démontrent l'origine sédimentaire du conglomérat. Le transport de blocs d'une taille aussi considérable pose-t-il un problème difficile à résoudre? M. Lugeon, lors de la Réunion de 1928 [256, p. 553] se plut à reconnaître une ressemblance remarquable entre la disposition

¹ Roussel [271, p. 96, 275, p. 13, fig. 5 et 6] a signalé un banc de calcaires dévoniens affleurant, sur une longueur de 1 kilomètre, depuis Pouchou jusqu'au ravin de Sourd. Comme l'a reconnu Carez [91, IV, p. 2219], cet horizon, qui atteint une dizaine de mètres d'épaisseur, ne correspond pas à une lame dévonienne enracinée, mais à un conglomérat à blocs dévoniens énormes et peu roulés. Pour y être nombreux, les blocs de griottes n'y sont cependant pas exclusifs; ils sont accompagnés de schistes et de quartzites primaires.

des calcaires dévoniens du Picou de Freychenet et celle des fameux blocs exotiques de la base du Flysch de la nappe du Niesen dans les Préalpes vaudoises. Comme il le fit, il y a quelques années [223], pour ceux du Flysch préalpin, il ne voit pas de difficulté à admettre pour les blocs de Freychenet, « le cheminement lent sur le plancher marin des restes de gros écroulements terrestres ou sous-marins ». Quoique le transport des blocs dévoniens soit certain, je me demande, pour ma part, si ces blocs n'en sont pas moins encore peu éloignés de leur rivage primitif. Il m'a paru bien difficile (p. 294) de ne pas admettre que les calcaires dévoniens de Roc et du Col de la Lauze soient enracinés. Peut-être, la prédominance presque exclusive des calcaires dévoniens dans le conglomérat de Freychenet indique-t-elle qu'au sommet du Picou, sous l'affleurement de la brèche de base à blocs énormes, existe à une faible profondeur, une écaille dévonienne essaimée par le front morcelé du Massif du Saint-Barthélemy. La formation de cette écaille serait antérieure au Cénomanien; puis, les couches cénomaniennes, grossièrement détritiques et formées aux dépens de leur substratum, déposées, tout l'ensemble aurait été à nouveau plissé et disloqué. Je ne fournis cette interprétation que comme une simple hypothèse. Elle ne s'appuie, relativement au Picou de Freychenet, sur aucune observation directe; mais la disposition des écailles dévoniennes plus orientales de Roc et du Col de la Lauze lui donne quelque vraisemblance.

Du ruisseau de Sourd à l'extrémité occidentale du Saint-Barthélemy. — Au delà du ruisseau de Sourd vers l'Ouest et jusqu'à l'extrémité occidentale du Saint-Barthélemy, les couches cénomaniennes forment une bande régulière sur la bordure du massif. Le faciès schisto-gréseux y devient prédominant. Des alternances de schistes noirs et de grès grossiers, plongeant uniformément de 45° vers le Sud, forment une bande continue, d'abord sous la crête calcaire de Pouchou et de Saint-Genés, puis au Nord des dolomies jurassiques de Labat, où la route de Saint-Paul les recoupe et met en évidence dans leur masse des intercalations lenticulaires de calcaires gris. Au delà du glacière d'Antras, les schistes noirs affleurent à nouveau au Sud du hameau sur le chemin du Col de Rouy. Renversés sous les couches primaires du Saint-Barthélemy, dont ils ne sont séparés que par un petit affleurement d'ophite, témoin de la couverture antécénomaniennne du massif, ils viennent, vers l'Ouest, buter par faille contre la limite orientale du Massif de l'Arize.

Au Nord du domaine des schistes et des grès, la bordure septentrionale de l'affleurement cénomanien montre, dans le prolongement des couches du Picou de Freychenet, des conglomérats dont la puissance décroît de l'Est à l'Ouest, en même temps que diminue la taille de leurs éléments constitutifs. Au Nord de Pouchou, on voit encore de beaux poudingues; mais au Nord de Gailhard les éléments des conglomérats sont plus fins. Tandis que la route de Labat ne recoupe pas de conglomérats grossiers, on trouve, sur la rive gauche du ruisseau de Labat au Roc de Carol, des lambeaux de brèches polygéniques et des calcaires bréchoïdes à Orbitolines associés à des grès.

Formulant ici les *conclusions* relatives à la constitution et à l'allure des couches cénomaniennes sur la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy, il est deux points sur lesquels il convient d'insister tout particulièrement :

1° l'indépendance d'allure du Cénomaniens et des couches plus anciennes de la couverture posthercynienne du Saint-Barthélemy ;

2° la répartition des divers faciès que présentent les terrains cénomaniens, en particulier l'extension des conglomérats et des brèches sédimentaires.

En suivant toute la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy, nous avons pu constater que, tout au long de l'étroite bande de terrains secondaires antérieurs au Cénomaniens, les plis antécénomaniens sont coupés, de la manière la plus irrégulière et souvent obliquement, par le plan de contact du Cénomaniens. Plus au Nord, les couches cénomaniennes montrent, par opposition aux couches secondaires plus anciennes, elles vigoureusement plissées, une allure tectonique beaucoup plus simple. *Cet antagonisme met parfaitement en évidence la grosse importance des mouvements antécénomaniens.* Ceux-ci, de même que nous l'avons déjà constaté dans le bassin de Saurat et dans celui d'Oust-Massat, ont joué un rôle très important dans l'acquisition de la structure définitive de la chaîne.

Relativement à sa composition, l'affleurement cénomaniens, continu depuis la vallée de l'Hers jusqu'à l'extrémité occidentale du Saint-Barthélemy, offre des formations de faciès très variés : schistes, grès, calcaires coralliens, conglomérats et brèches sédimentaires. On peut y distinguer des zones longitudinales qui se poursuivent sur une certaine étendue. Quoique eux-mêmes intercalés dans des grès et des schistes, les conglomérats forment une longue bande, de part et d'autre de laquelle affleurent les couches schisto-gréseuses et les lentilles calcaires. La formation, sur une même transversale, de dépôts aussi différents que des schistes, des grès, des conglomérats grossiers et des calcaires zoogènes dénote, dans les caractères de la sédimentation cénomaniens, des changements importants et nombreux, une instabilité continuelle, des ruptures d'équilibre fréquentes. Transgressif sur un pays déjà plissé par les mouvements antécénomaniens, le Cénomaniens a emprunté à son substratum les éléments de ses poudingues et de ses brèches. Ainsi retrouve-t-on tous les matériaux du massif hercynien du Saint-Barthélemy (roches cristallines, schistes et quartzites paléozoïques, calcaires dévoniens) et ceux de sa couverture antécénomaniens (ophite, calcaires secondaires, dolomies jurassiques) dans les couches détritiques du Cénomaniens, soit avec une division très poussée dans les microbrèches, soit sous forme de blocs de grande taille dans des conglomérats très grossiers du type de ceux du Picou de Freychenet. Cette sédimentation grossière exclut toute sédimentation zoogène ; mais dans des moments plus tranquilles se formaient les grès, ainsi que les argiles schisteuses que nous avons pu observer. Ailleurs, les apports terrigènes étant momentanément faibles, des récifs ont pu s'établir et ainsi se sont constituées les lentilles de calcaire zoogène à Polypiers et à Caprines du Col de la Lauze,

de Lacoume, de Péchiquelle, de l'église de Gabachou, sporadiques au milieu de couches grossièrement détritiques.

Par ses caractères la série cénomaniennne se met en rapport avec le démantèlement de la chaîne antécénomaniennne et elle dénote la très grande variabilité du régime qui a présidé à sa sédimentation.

III. — LE CÉNOMANIEN DU PIC DE MONTGAILLARD ET DE LA BUTTE DE GASCOGNE

Je décris ici des couches cénomaniennes qui surgissent sous la couverture de terrains crétacés supérieurs et s'alignent sur une ride anticlinale qui accidente le bassin de Nalzen.

Le Pic de Montgaillard. — Le pittoresque rocher de forme conique qui se dresse à l'Est du village de Montgaillard montre, vers la terminaison occidentale du Synclitorium de Nalzen, entre le Pech de Foix au Nord, le Massif de l'Arize à l'Ouest et celui du Saint-Barthélemy au Sud, la réapparition du Cénomanienn sous les terrains crétacés supérieurs (pl. VII, coupe 22).

Le Pic de Montgaillard est principalement formé par des calcaires noduleux, avec lits marneux noirâtres intercalés. Ces couches affleurent en particulier dans une carrière depuis longtemps ouverte sous les pentes méridionales du Pic, où elles plongent au SW. Roussel attribuait toute la masse du pic au Cénomanienn. De Lacvivier, Carez et M. Léon Bertrand rapportaient les calcaires marneux de la carrière de Montgaillard à l'Albien. N'ayant, moi-même, recueilli dans ces couches aucun fossile caractéristique¹, je ne saurais conclure. Cependant, quoi qu'il en soit de cette attribution d'âge, je puis, à la suite d'une première course à Montgaillard faite avec M. Jacob et d'études personnelles ultérieures, donner un schéma de la structure du pic (fig. 40).

Les calcaires de la carrière se poursuivent le long de la crête jusqu'au sommet de la montagne, dessinant une charnière anticlinale très aiguë. Sur les pentes occidentales du pic, ces assises disparaissent sous la puissante formation d'éboulis consolidés en brèche de pentes qui, creusée de grottes, domine le village de Montgaillard. Les éboulis montent très haut vers le sommet, le contournent par le Nord et s'étalent sur les pentes orientales, en contre-bas de belles murailles verticales de calcaires coralliens, cristallins et souvent bréchoïdes qui,

¹ La bibliographie fournit, à ce sujet, des renseignements qui, dans un sens, peuvent paraître contradictoires, mais qui indiquent peut-être que les calcaires du rocher de Montgaillard offrent une succession comportant à la fois de l'Aptien supérieur, de l'Albien et du Cénomanienn. D'une part, en effet, de Lacvivier [253, p. 551, 188, p. 162] signale des Nautilus et une Ammonite voisine de *Douvillerias mamillare* provenant de la carrière de Montgaillard. D'autre part, Carez, tout en attribuant l'ensemble des calcaires à l'Albien [91, IV, p. 2125 et 2219], y signale une forme qui, dit-il, « semblerait se rapprocher de l'*Ammonites Cornuelli* de l'Aptien », tandis que Roussel [271, p. 171] signale dans la même formation des oursins cénomaniens.

adossés contre les calcaires noduleux du sommet, semblent bien représenter déjà la base du complexe cénomanien. Ces derniers calcaires, à pendages Est, s'enfoncent sous les grès jaunes plus ou moins grossiers, comme eux très redressés, qui descendent très bas sur les pentes orientales du pic. Au-dessous, les prairies et les champs, masquant les affleurements, rendent l'observation très pénible, mais n'empêchent cependant pas de voir, épars sur le sol au milieu des bancs de grès, quantité de blocs, souvent de grande taille, de granulite, de calcaires griottes dévoniens, de quartzites et de schistes primaires. Ces traînées de roches paléozoïques affleurent en direction NW-SE, parallèlement à la stratification

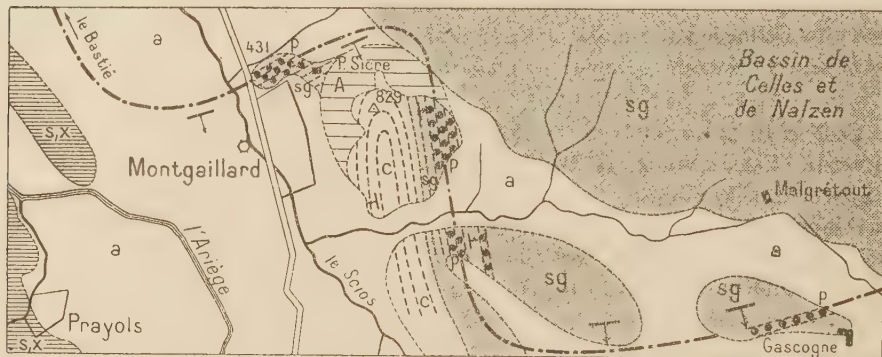


Fig. 40. — Carte schématique indiquant l'allure des couches cénomaniennes dans la région du Pic de Montgaillard. — Echelle : 1/35.000.

s, x schistes siluriens du Massif de l'Arize ; **c** calcaires du Pic de Montgaillard ; **sg** Céno-manien schisto-gréseux ; **p** conglomérats céno-manien à éléments paléozoïques ; **a** formations glaciaires et alluvions ; **A** éboulis.

des couches cénomaniennes sur 200 à 300 mètres ¹. A première vue, on songe tout de suite, en les considérant, à un conglomérat céno-manien à blocs énormes, du type de celui du Picou de Freychenet. Le prolongement de ces couches vers l'Ouest dans la butte du calvaire de Montgaillard, d'une part, et vers le SE dans la colline de Gascogne, d'autre part, confirment entièrement cette hypothèse.

Le rocher de Montgaillard se prolonge vers le NW par le monticule de la cote 431 qui porte le calvaire de Montgaillard et surplombe vers l'Ouest la route de Foix. La petite colline allongée du pigeonnier Sicre relie le Pic de Montgaillard au rocher du calvaire.

La butte du calvaire de Montgaillard est constituée par une brèche céno-manienne polygénique, depuis longtemps classique, connue de Garrigou [140,

¹ De même que Roussel [276, profil 53], M. Léon Bertrand [30, p. 128] considère ces couches primaires comme représentant un véritable affleurement et figure sur la Feuille de Foix deux bandes parallèles de schistes gothlandiens et ordoviciens qui représenteraient une klippe entraînée à la base de la nappe céno-manienne.

141]¹, d'Hébert [154, p. 360], de de Lacvivier [253, p. 531]. Dans un ciment calcaire, qui renferme des Orbitolines, sont pris des éléments de taille moyenne de toutes sortes de roches paléozoïques ou secondaires : roches cristallines, schistes primaires, en particulier des schistes carburés dans lesquels ont été signalées à plusieurs reprises² des Graptolites, quartzites primaires, calcaires liasiques et calcaires urgoniens à Rhynchonelles et à Orbitolines. Les bancs de conglomérats, très redressés, plongent au SE ; ils sont orientés NE-SW, leur direction étant à peu près normale à celle des brèches du versant oriental du pic de Montgaillard. La brèche du calvaire de Montgaillard représente certainement le prolongement de la brèche à gros blocs paléozoïques du pic, après une brusque torsion à angle droit des couches qui passent de la direction du NW à celle du SW. Sans doute, la brèche du calvaire est-elle moins grossière ; mais ce n'est là qu'une différence sans importance. Toutes deux correspondent au conglomérat trouvé au milieu des couches cénomaniennes sur toute la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy et, en particulier, au Picou de Freychenet.

Les bancs supérieurs de la brèche du calvaire deviennent de plus en plus quartzeux et passent progressivement aux grès jaunâtres, accompagnés de quelques lits argileux, qui forment le petit monticule du pigeonier Sicre. Les grès sont interrompus par la brèche de pente, au Nord du rocher de Montgaillard ; mais il ne fait pour moi aucun doute, qu'après avoir subi la même torsion que les conglomérats, dont les bancs sont renversés sous eux, ils trouvent leur prolongement dans les formations gréseuses du versant oriental du pic de Montgaillard. Dans les deux directions on trouve successivement, de la base au sommet, les calcaires, les grès et les conglomérats.

La butte de Gascogne. — Etudions maintenant le prolongement vers le Sud des couches du pic de Montgaillard. Au Sud du petit ruisseau, affluent du Scios, qui coule entre le pic et la colline 610, le chemin d'Embale donne une très bonne coupe (fig. 41). On y voit, de l'Ouest à l'Est, après des calcaires marneux qui prolongent ceux de la carrière de Montgaillard et se poursuivent, en bordure du Scios, sur les pentes occidentales de la colline 610 jusqu'au moulin de Saint-Paulet, une puissante série de grès, de schistes jaunes et de marnes subordonnées. Sur une centaine de mètres, ces couches présentent trois bandes interstratifiées de terrains primaires, qui se mettent parfaitement en direction avec celles du versant oriental du pic de Montgaillard. La première de ces intercalations stratigraphiques est constituée par des schistes et des quartzites primaires ; la seconde est un véritable conglomérat polygéné-

¹ Garrigou, dans les deux notes désignées, attribue parfaitement à la brèche polygénique à éléments primaires du calvaire de Montgaillard un âge postérieur au Crétacé inférieur. Il convient cependant de remarquer que cet auteur confond la brèche de pente du pic avec la brèche cénomanienne du calvaire et attribue à tort la masse du pic aux dolomies jurassiques.

² Voir notamment de Lacvivier [253, p. 531] qui rapporte une observation de Mayer-Aymar.

que à éléments paléozoïques variés, roches cristallines, schistes et quartzites, calcaires dévoniens ; le dernier affleurement primaire montre une intercalation de schistes carburés emballés *stratigraphiquement* au milieu des grès. Plus à l'Est, les grès montrent encore par place des bancs de brèches sédimentaires beaucoup plus fines, dans lesquelles les éléments primaires dominent toujours. Les bandes de terrains paléozoïques se présentent comme les bancs d'un conglomérat très grossier, emballé stratigraphiquement dans les grès cénomaniens. Cette disposition confirme l'attribution que nous avons faite à une brèche sédimentaire des couches de même nature, mais d'observation beaucoup plus délicate, du versant oriental du pic de Montgaillard.

Sur la rive droite du Scios, la colline 610, celle située au NE de la précédente et la butte de Gascogne sont en partie recouvertes par des alluvions élevées qui prennent un grand développement sur le plateau du Nord de Fourtic et de Cathala et comblent le vallon que suit le chemin d'Embale. Le

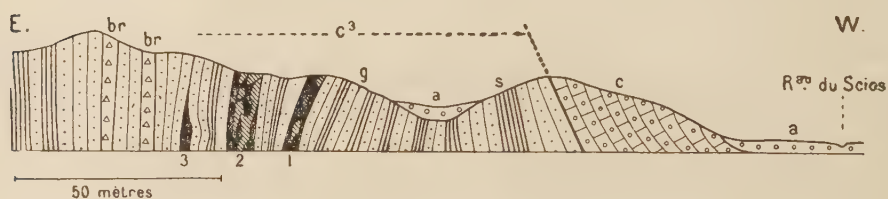


Fig. 41. — Coupe du chemin d'Embale, au Sud du Pic de Montgaillard.

c calcaires marneux ; c³ Cénomaniens (s schistes ; g grès ; br microbrèches ; 1, 2, 3 bancs de conglomérat polygénique à éléments paléozoïques) ; a alluvions.

substratum est constitué par des grès jaunâtres qui, suivis de l'Ouest à l'Est, passent de la direction NW-SE à la direction W-E. Le renversement de la série gréseuse, constaté sur les pentes occidentales du mamelon 610, où elle s'enfonce vers le SW sous les calcaires marneux, subsiste dans le secteur plus oriental, où les grès, passés à la direction de l'Est, sont renversés, comme toute la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy, et plongent au Sud.

Epousant la torsion d'ensemble des couches, les bancs de conglomérats cénomaniens à éléments paléozoïques tournent à l'Est, dans la direction de la butte de Gascogne. Sur le versant occidental de la colline située au Nord de la cote 610, des recherches de minerai de fer ont été faites dans des bancs de conglomérats, dont les éléments sont des roches paléozoïques minéralisées. La galerie, qui a été creusée, recoupe des bancs de conglomérats interstratifiés dans les grès cénomaniens plongeant de 60° au SW. C'est là le prolongement des couches qui affleurent sur le chemin d'Embale. Au delà vers l'Ouest, le petit coteau de Gascogne est recouvert d'une végétation si touffue qu'il est difficile d'y suivre des affleurements avec quelque continuité. Le sol se montre recouvert de galets de quartz et de fragments de schistes primaires qui proviennent

de la désagrégation du conglomérat cénomanien ¹. Ce dernier a été encore signalé par Roussel [276, profil 52] et par de Lacvivier [188, p. 192] à Malgrétout, métairie située au NW de Gascogne.

Ainsi, accidenté par la ride anticlinale sur laquelle s'alignent le pic de Montgaillard et la butte de Gascogne, le Synclinal de Nalzen se révèle complexe.

Déjà en 1923, M. Dubar [127] découvrit au milieu des grès de Celles, à 1.500 mètres à l'Est du village de Celles, une lentille calcaire, d'une quarantaine de mètres de long et de 7 à 8 mètres de puissance, qui lui fournit *Acanthoceras rotomagense*. Même si les grès de Celles sont sénoniens, comme le pense M. Dubar, cet affleurement calcaire représente le noyau très laminé d'un anticlinal qui surgit isoclinalement dans la série renversée de Crétacé supérieur. La lentille calcaire de Celles n'est pas la seule au milieu de la série gréseuse. M. Dubar signale, en effet, avoir trouvé plus à l'Est, au Sud de la Baure, un affleurement des mêmes calcaires noduleux. D'autre part, M. Ramière a recueilli à Saint-Martin, au Nord de Nalzen, dans le voisinage de couches à Hippurites, des Orbitolines qui ne peuvent provenir que d'assises cénomaniennes. Il semble donc que, dans toute sa longueur, le Synclinorium de Nalzen soit accidenté de plusieurs rides anticlinales qui font apparaître le substratum cénomanien des couches crétacées supérieures sur des bandes parallèles à la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy.

Vers l'extrémité occidentale du bassin de Nalzen, l'allure d'ensemble des couches crétacées donne matière à des remarques intéressantes. Au Sud du Pech de Foix, dans une zone où s'affrontent, transmises aux replis de la couverture secondaire, les directions de l'Arize et du Saint-Barthélemy, le Pic de Montgaillard, avec son apophyse de la butte du calvaire, nous montre une sorte de Picou de Freychenet tournant (fig. 40). Au Nord du Massif du Saint-Barthélemy, la bande cénomaniennne, jalonnée par les affleurements de Celles et de Gascogne, est orientée NE-SW, c'est-à-dire parallèlement à la bordure du massif; elle est, en même temps, renversée vers le Nord, comme la bande du Picou de Freychenet qui, elle, représente la bordure cénomaniennne immédiate du massif. A l'Ouest de Gascogne, à l'approche du Massif de l'Arize, les couches cénomaniennes tournent au NW, pour s'orienter parallèlement à la bordure de ce nouvel élément du socle hercynien. Ce passage d'une direction à l'autre ne se fait pas par une torsion unique des couches, mais par l'intermédiaire d'une sorte de relais qui fournit la disposition analysée au Pic de Montgaillard. Après le tronçon SE-NW du rocher de Montgaillard, celui du calvaire reprend la

¹ De Lacvivier [188, p. 191] signale près de Gascogne de gros blocs de marbre rouge à sections de rudistes, veiné de blanc et riche en grains de quartz. L'état actuel des lieux ne permet pas de dire si ces blocs sont des éléments du poudingue, ou s'ils appartiennent à une lentille de calcaire zoogène.

direction du SW, normale à la bordure du Massif de l'Arize. Au delà, sur la rive gauche de la rivière, vers Prayols et Ferrières, les alluvions glaciaires de la vallée de l'Ariège masquent le prolongement des couches cénomaniennes de la butte du calvaire. Il est cependant certain que les couches crétacées subissent, en bordure de l'Arize, une nouvelle torsion, pour se mettre en direction avec l'affleurement isolé de Cénomaniens et de Crétacé supérieur du Bastié où, sur le prolongement du Synclinal de Nalzen, elles se terminent en hauteur entre le Massif de l'Arize et le Pech Saint-Sauveur.

II

LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU MASSIF DE L'ARIZE

SOMMAIRE

I. — LE CHAÎNON DU PECH DE FOIX.

A. — *La structure propre du chaînon du Pech de Foix ; ses plis antécénomaniens.*

1. — *Le chaînon du Pech de Foix sur la rive gauche de l'Ariège.*
Le Pech Saint-Sauveur et la montagne du Rocher de Caralp.
2. — *Le chaînon du Pech de Foix sur la rive droite de l'Ariège.*
 1. — Le pli méridional de l'Anticlinorium du chaînon du Pech de Foix : l'Anticlinal du Pech de Foix.
 2. — Le pli septentrional de l'Anticlinorium du chaînon du Pech de Foix : l'Anticlinal de Baragne.
 3. — Le pli médian de l'Anticlinorium du chaînon du Pech de Foix : l'Anticlinal de Leychert et de Péreille.

B. — *La terminaison orientale du chaînon du Pech de Foix ; les rapports des terrains antécénomaniens avec la couverture cénomaniennne et avec les terrains crétacés supérieurs et éocènes du pays sous-pyrénéen dans la région de Péreille.*

1. — *La disposition réalisée sur la rive droite du Douctouyre. L'ennoyage du chaînon du Pech de Foix vers l'Est sous la voûte éocène de Péreille-d'en-Haut.*
La coupe de la rive droite de la cluse de Péreille.
L'ennoyage périelinal du chaînon du Pech de Foix sous la voûte nummulitique de Péreille-d'en-Haut.
2. — *La disposition réalisée sur la rive gauche du Douctouyre. Les terminaisons occidentales des Synclinaux de Raissac et de Mondini.*
La terminaison occidentale du Synclinal de Raissac.
La terminaison occidentale du Synclinal de Mondini.

C. — *La couverture cénomaniennne du chaînon du Pech de Foix ; les accidents de la bordure du chaînon.*

1. — *La bordure méridionale du chaînon du Pech de Foix.*
Les relations structurales du chaînon du Pech de Foix et du Synclino-
rium de Nalzen, l'affleurement cénomanien de Sézenac.
Les relations structurales du chaînon du Pech de Foix et du Massif de
l'Arize ; l'affleurement crétacé du Bastié.
2. — *La bordure septentrionale du chaînon du Pech de Foix ; ses relations
structurales avec le Crétacé supérieur et l'Eocène du Plantaurel.*
L'affleurement cénomanien de Bac-d'en-Haut et de Daribeau.
L'affleurement cénomanien du Pic de Leychert.
L'affleurement cénomanien de Pradières.
L'affleurement cénomanien de Vernajoul.
Le lambeau tertiaire de Baulou.

Conclusions relatives au chaînon du Pech de Foix.

II. — LA COUVERTURE SECONDAIRE ANTÉCÉNOMANIENNE DU MASSIF DE L'ARIZE ; LE PAYS DU SÉROU.

A. — *Le renversement de Cadarcet.*

B. — *Le Pays du Sérou à l'Ouest du méridien de Suzan.*

1. — *La bordure méridionale du Pays du Sérou ; le contact de ses couches posthercyniennes avec les terrains primaires du Massif de l'Arize.*
Les coulées de mélaphyres permien au Sud de Labastide-de-Sérou.
La composition du Trias de la couverture de l'Arize ; l'existence probable du Muschelkalk.
Le contact du Massif de l'Arize et de sa couverture posthercynienne depuis Labastide-de-Sérou jusqu'à la vallée du Salat.
2. — *La bande synclinale de Roquebrune et d'Audinac.*
Le Synclinal de Roquebrune.
Le Synclinal d'Audinac.
3. — *La bordure septentrionale du Pays du Sérou ; l'alignement des Anticlinaux de Laquère, de Carrère et de Seille.*
L'Anticlinal de Laquère.
L'Anticlinal de Carrère.
L'Anticlinal de Seille.

III. — LA ZONE CÉNOMANIENNE AU NORD DES MASSIFS DE L'ARIZE, DE MILHAS ET DE LA BAROUSSE.

A. — *La constitution de la Zone cénomaniennne.*

1. — *La Zone cénomaniennne entre Garrodoumeng et la vallée de l'Arize.*
Le Cénomanienn de Garrodoumeng.
Le Cénomanienn de Pla-de-la-Borde.
Le Cénomanienn de Rivemalé et de la Freiche.
Le Cénomanienn d'Aillères.
Le Cénomanienn de la vallée de l'Arize et le petit affleurement permien de Saint-Alby.
2. — *La Zone cénomaniennne entre la vallée de l'Arize et la vallée du Salat.*
 - a) La Zone cénomaniennne septentrionale.
 - b) La Zone cénomaniennne méridionale.
 - c) La Zone intermédiaire des massifs primaires et des écailles de Baup :
Massif de Gausseran.
Massif de Camarade et de Contrazy.
Massif de Marbois-Ferrié.
Ecailles de Baup.
Massif de Betchat-Bagert.
Massif de Primaire broyé entre Betchat et Salies-du-Salat.
3. — *La Zone cénomaniennne entre la vallée du Salat et l'extrémité occidentale de la Feuille de Saint-Gaudens.*
 - a) Constitution des couches cénomaniennes à l'Ouest du Salat.
 - b) Structure de la Zone cénomaniennne à l'Ouest du Salat.

Conclusions.

B. — *La bordure septentrionale de la Zone cénomaniennne.*

1. — *Le contact anormal de la Zone cénomaniennne et des Petites Pyrénées.*
2. — *Les affleurements triasiques situés le long du contact anormal de la Zone cénomaniennne et des Petites Pyrénées.*
Petits affleurements triasiques sporadiques entre Balança et Betchat.
Lambeau triasique de Betchat.
Lambeau triasique de Salies-du-Salat.
Interprétation tectonique des lambeaux triasiques de Betchat et de Salies-du-Salat.

C. — La bordure méridionale de la Zone cénomaniennne.

1. — Le contact de la Zone cénomaniennne et de la couverture secondaire antécénomaniennne du Massif de l'Arize, depuis Garrodoumeng jusqu'à la vallée du Salat.
2. — Le contact de la Zone cénomaniennne et de la couverture secondaire antécénomaniennne des Massifs de Milhas et de la Barousse, depuis la vallée du Salat jusqu'à la limite occidentale de la Feuille de Saint-Gaudens.

Conclusions.

La bordure septentrionale du Massif de l'Arize révèle une disposition comparable à celle qui vient d'être étudiée dans la bordure du Saint-Barthélemy.

Une bande continue, dont la largeur varie entre 1.500 mètres et 10 kilomètres, représente le revêtement posthercynien du Massif de l'Arize. Elle court, en direction sensiblement E-W, dans la région déprimée du Sérrou, depuis le méridien de Baulou jusqu'à la vallée du Salat. Elle comporte : d'une part, une bande méridionale, exclusivement constituée par des terrains antérieurs au Cénomanienn, d'autre part, une bande septentrionale qui, correspondant à la couverture cénomaniennne, est connue dans la littérature sous le nom de Zone Cénomaniennne. A l'Est de Baulou et sur la rive droite de l'Ariège, cet ensemble de terrains secondaires se poursuit dans le chaînon du Pech de Foix, en un repli anticlinal complexe, qui, s'écartant du front du Massif de l'Arize, en est séparé par le Synclitorium de Nalzen, déjà amorcé à l'Ouest de la vallée de l'Ariège par le Synclinal du Bastié.

Nous étudierons successivement :

- 1° le chaînon du Pech de Foix ;
- 2° la couverture secondaire antécénomaniennne du Massif de l'Arize à l'Ouest de Baulou ;
- 3° la couverture cénomaniennne du Massif de l'Arize à l'Ouest de Baulou.

I. — LE CHAÏNON DU PECH DE FOIX

Je désigne sous le nom de chaînon du Pech de Foix tout l'ensemble montagneux qui s'allonge en direction sensiblement ESE, sur les deux rives de l'Ariège, depuis le méridien de Baulou jusqu'à celui de Péréille. Constituant, au Nord de Saint-Martin-de-Caralp, de Foix, de Celles et de Nalzen, aussi bien une unité morphologique parfaitement individualisée, parallèle à la chaîne plus septentrionale du Plantaurel, qu'une unité structurale indépendante, le chaînon du Pech de Foix correspond à l'ensemble des montagnes ou « pechs » qui ont nom Rocher de Caralp, Pech Saint-Sauveur, Pech de Foix, Pech de Lherm, Pic de l'Aspre, Signal des Monges et du massif du Nord de Roquefixade et de Coulzonne.

Le chaînon du Pech de Foix tire sa complexité structurale du fait qu'y sont à la fois représentés, d'une part, des terrains secondaires antérieurs au Céno-

manien et, d'autre part, la couverture cénomaniennne de ceux-ci. Nous étudions successivement les deux éléments du complexe.

A. — LA STRUCTURE PROPRE DU CHAÎNON DU PECH DE FOIX ; SES PLIS ANTÉCÉNOMANIENS

D'accès facile depuis Foix, le chaînon du Pech de Foix a fait l'objet de nombreuses études de la part des géologues du siècle dernier. La lecture des Comptes rendus de l'Excursion extraordinaire de la Société géologique de France à Foix en 1882 [253], montre combien, grâce aux minutieuses recherches de Seignette, de Lacvivier, d'Hébert, de l'abbé Pouech, de Roussel ¹, était déjà avancée à cette époque, la connaissance de la constitution stratigraphique et de la structure de cette région.

Plus tard, les études de Carez apportèrent de nouvelles précisions relatives à la structure du chaînon et la carte publiée par cet auteur [91, IV, pl. XXIV] donne une représentation assez fidèle des accidents qui l'affectent. Par contre, l'interprétation invoquée plus tard par M. Léon Bertrand, celle illustrée par les contours et les coupes de la Feuille de Foix [46], se bute à des impossibilités géométriques et elle ne me paraît pas acceptable.

Dans le complexe structural qui, de Péréille jusqu'à Baulou, s'allonge sur près de 25 kilomètres, la disposition la plus simple est réalisée sur la rive gauche de l'Ariège, dans le tronçon qui porte le nom de Pech Saint-Sauveur. Aussi entreprendrai-je l'analyse du chaînon du Pech de Foix par l'étude du Pech Saint-Sauveur.

1. — Le chaînon du Pech de Foix sur la rive gauche de l'Ariège. Le Pech Saint-Sauveur et la montagne du Rocher de Caralp.

La cluse de l'Ariège offre, en aval de Foix, sur la rive gauche de la rivière, une splendide coupe de la montagne du Saint-Sauveur.

Au Nord du granite de l'Arize, qui affleure après le pont de l'Arget à la sortie ouest de la ville de Foix, on peut, le long de la route de Foix à Vernajoul, relever la succession suivante (fig. 42, coupe 1) :

1° marnes albiennes des bords de l'Arget et du Sud du Rocher de Foix ² ;

¹ Je ne peux donner ici une bibliographie complète des publications relatives au Chaînon du Pech de Foix. Je renvoie, pour une telle documentation, à la liste dressée en 1882 à l'occasion de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Foix [253, p. 511], ainsi qu'aux références indiquées dans l'ouvrage plus récent de Carez [91, IV].

² L'Albien est très mal caractérisé au Sud du Saint-Sauveur, comme d'ailleurs dans le flanc septentrional de cet anticlinal. Cependant, pour ce qui est de la bande méridionale, quelques affleurements très limités de marnes noires situées sur les bords de l'Arget, au pied des escarpements urgoniens, et dans la ville même de Foix, au Sud du Rocher, représentent le Gault, ainsi que l'ont rapporté Hébert [253, p. 605], de Lacvivier [486], Leymerie [208]. Ce dernier auteur y signale des ammonites : *Mortoniceras inflatum*, *Latidorsella latidorsatum*.

- 2° calcaires urgoniens à *Toucasia* ;
 3° bauxite ;
 4° dolomies du Jurassique moyen, présentant à leur base quelques bancs de calcaires lithographiques à *Nérinées* du Bajocien ;
 5° calcaires marneux bleuâtres et calcaires oolithiques ferrugineux du Lias moyen¹ ;
 6° le Lias inférieur, représenté par une succession plusieurs fois répétée de calcaires dolomitiques, de brèches et de calcaires rubanés ;
 7° calcaires hettangiens, formant les rochers de Saint-Hélène ; marnes, calcaires marneux et lumachelles du Rhétien ;
 8° argiles triasiques, broyées dans le cœur de l'anticlinal avec des bancs calcaires et des couches rhétiennes ;

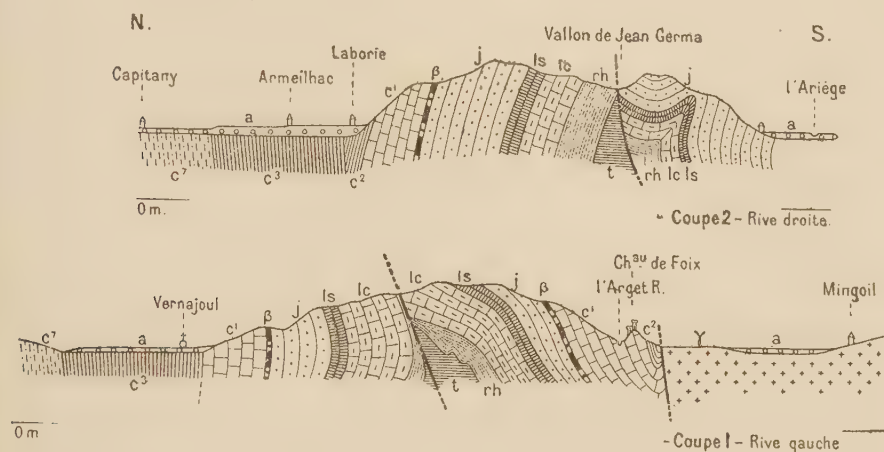


Fig. 42. — Coupes du chaînon du Pech de Foix sur les deux rives de l'Ariège.
 Echelle : 1/40.000.

γ granite ; t Trias ; rh Rhétien ; lc Hettangien et Lias inférieur ; ls Lias moyen ; j dolomies jurassiques ; β bauxite ; c¹ calcaires urgoniens ; c² marnes albiennes ; c³ schistes cénomaniens ; c⁷ Sénonien ; a alluvions.

Le flanc nord de l'anticlinal reproduit la même succession :

- 9° Rhétien et Hettangien ;
 10° Lias inférieur ;
 11° Lias moyen ;
 12° dolomies jurassiques ;
 13° calcaires urgoniens qui viennent jusqu'au contact des schistes cénomaniens. Ces derniers, masqués à Vernajoul sous les alluvions anciennes de l'Ariège, se montrent en affleurement plus à l'Ouest, sur la route de Baulou.

¹ M. Dubar [128, pp. 87, 134] donne une coupe détaillée de la succession des assises du Lias inférieur et de celles du Lias moyen. Ces dernières, très fossilifères, sont facilement accessibles aux abords du sentier qui mène à la métairie de Saint-Sauveur. M. Dubar a pu caractériser, sous le Bajocien, les diverses zones du Lias moyen ; les zones à *Polymorphites Jamesoni*, à *Deroceras Davoei* et à *Amaltheus margaritatus*. Il signale [128, p. 189] que le Toarcien et l'Aalénien font défaut.

Le Pech Saint-Sauveur correspond donc à un anticlinal faiblement poussé au Nord, dissymétrique et même rompu suivant son axe, ainsi que l'avait fort bien observé l'abbé Pouech [243]. Le flanc sud du pli plonge de 75° environ vers le Sud et il chevauche légèrement les couches du flanc nord, qui sont redressées à la verticale. Cette rupture de la voûte anticlinale, de même que la dissymétrie du pli et que son déversement au Nord, traduisent l'influence de poussées dirigées du Sud vers le Nord.

La rupture de voûte du Pech Saint-Sauveur se met parfaitement en direction avec le système de cassures de Jean-Germa et de Fougax qui accidente le Pech de Foix sur la rive droite de l'Ariège. La cassure s'éteint, par contre, très vite vers le NW, où le pli du Saint-Sauveur, toujours cependant déjeté vers le Nord, ne montre plus jusqu'à Baulou qu'une disposition régulière.

Dans cette direction, l'axe du pli du Saint-Sauveur est jalonné par une série linéaire d'affleurements rhétiens au milieu d'une bande de Lias inférieur; il passe à Lizonne, puis au Sud de Coume-Torte et de Fantas, pour être enfin coupé obliquement par le contact anormal qui limite vers le Sud le lambeau éocène de Baulou. L'anticlinal reste dissymétrique, couché au Nord. Dans ses deux flancs, des bandes régulières de Lias, de dolomies jurassiques et de calcaires urgoniens prolongent celles rencontrées dans la cluse de l'Ariège.

Le flanc inverse, qui comporte encore une succession régulière et complète sur une coupe passant par Fantas (pl. VII, coupe 24), s'étire, au delà vers le NW, contre le lambeau de Baulou, dont la bordure méridionale coupe obliquement du SE au NW, suivant une disposition qui sera étudiée plus loin (p. 337), une série descendante de couches secondaires, jusqu'au Rhétien et au Trias de Carol (pl. VII, coupe 25). Les couches étirées apparaissent à nouveau à l'Ouest de Baulou et se poursuivent dans la direction de Cadarcet.

Quant au flanc sud de l'Anticlinal du Saint-Sauveur, il montre, depuis Foix jusqu'à Couleil, une série secondaire, dont les termes supérieurs, les marnes albiennes et les calcaires urgoniens aux abords immédiats de Foix, puis, au delà vers le NW, le Crétacé supérieur du lambeau discordant du Bastié, sont directement en contact vers le Sud, par une surface très redressée, avec le granite du Massif de l'Arize. Cette disposition s'explique par l'éirement complet, sur le front de l'Arize, d'une même série, en d'autres termes par la suppression totale du flanc sud d'un repli synclinal plus méridional que l'Anticlinal du Saint-Sauveur, contigu à celui-ci et affectant les mêmes terrains secondaires. D'ailleurs, ce nouveau pli, lui aussi dissymétrique et déversé au Nord, apparaît dès Couleil et se poursuit jusqu'à Saint-Martin-de-Caralp. Je l'appelle le *Synclinal du Rocher de Caralp*.

Ce dernier repli synclinal des terrains secondaires en bordure du Massif de l'Arize est déjà très nettement dessiné, vers la terminaison occidentale du Cénomanién, au NW de Couleil. Les calcaires urgoniens enveloppent cette terminaison et forment, au Sud du Cénomanién, une étroite bande qui, complétée à sa base par quelques bancs de dolomie jurassique et de bauxite, surmonte le gra-

nite. Au delà, dans la direction du NW, le flanc méridional du synclinal, qui était totalement étiré depuis Foix, se reconstitue progressivement entre le granite de l'Arize et les calcaires urgoniens du Rocher de Caralp. Sous le rocher de Caralp, la dolomie jurassique affleure au Sud des calcaires urgoniens; avant d'atteindre le Col d'el Bouich, on voit apparaître à leur tour les calcaires et les dolomies du Lias inférieur; enfin des affleurements discontinus d'argiles bariolées du Trias jalonnent, dans le talus nord de la route, le contact du granite de Saint-Martin et de son revêtement posthercynien. Au delà du Col d'el Bouich, la succession des couches secondaires au Nord du granite devient parfaitement régulière. Le Trias, suivi vers le Nord par le Rhétien et par le Lias, montre rapidement, vers la Plaine et Moutou, une très vaste extension.

En effet, dans la région de Baulou, l'axe du Synclinal du Rocher de Caralp se relève vers le NW, si bien que toutes les couches que ce pli affecte, depuis les calcaires urgoniens du Rocher de Caralp jusqu'aux calcaires liasiques du Château de Soule, se perdent successivement en hauteur dans cette direction. En même temps, le déversement au Nord du Synclinal du Rocher de Caralp, dissymétrique comme l'Anticlinal du Pech Saint-Sauveur, s'accroît de l'Est à l'Ouest. Ainsi s'annonce le régime qui affecte la série de Cadarcet ¹, où se prolongent vers l'Ouest les couches du Saint-Sauveur.

Les observations qui viennent d'être exposées nous amènent à reconnaître que, sur la rive gauche de l'Ariège, dans l'ensemble structural que nous appelons chaînon du Pech de Foix, *la couverture secondaire du Massif de l'Arize montre, au Sud de l'Anticlinal du Pech Saint-Sauveur, le pli synclinal du Rocher de Caralp, qui s'amorce à Baulou, comporte à sa partie supérieure le lambeau crétacé du Bastié et s'étire sur le front du massif, à l'approche de la vallée de l'Ariège.*

2. — Le chaînon du Pech de Foix sur la rive droite de l'Ariège

Sur la rive droite de l'Ariège, le chaînon du Pech de Foix correspond, dans le sens large où j'emploie ce terme, à tout le pays montagneux du Pech de Foix et du Pic de l'Aspre, du Pech de Lherm, du Signal des Monges et du massif du Nord de Roquefixade et de Coulzonne. C'est une étroite chaîne, allongée en direction sensiblement E-W, de terrains secondaires antécénomaniens bordés, aussi bien vers le Nord que vers le Sud, par le Cénomani et par le Crétacé supérieur de la vallée de Lherm et du bassin de Nalzen. Le chaînon du Pech de Foix correspond ici à un complexe de trois anticlinaux principaux parallèles et des synclinaux intermédiaires; c'est un *anticlinorium*.

Le plus méridional de ses anticlinaux élémentaires n'est que le prolongement de l'Anticlinal du Pech Saint-Sauveur, tandis que les deux autres sont des plis

¹ Voir p. 341.

surajoutés. J'emploierai, pour les désigner, les termes d'*Anticlinal du Pech de Foix* pour le pli méridional, d'*Anticlinal de Leychert et de Péréille* pour le pli intermédiaire et d'*Anticlinal de Baragne* pour le pli septentrional. La succession de ces trois plis n'est pas régulière. L'anticlinorium est haché de failles longitudinales et accidenté de surfaces d'étirement très importantes qui, par place, suppriment en partie les synclinaux intercalaires. En quelque sorte décomposé en gradins, le chaînon a une structure autrement complexe que ne le laisserait supposer la lecture de la Feuille de Foix ¹. Il convient aussi de préciser que les trois plis élémentaires ne se poursuivent pas sur toute la longueur du chaînon. L'Anticlinal du Pech de Foix, de direction NW-SE oblique par rapport à la direction générale du chaînon, est coupé par le contact anormal qui borde celui-ci au Sud et il ne s'étend pas vers l'Est au delà de Leychert. De faible extension longitudinale, l'Anticlinal de Baragne s'ennoe rapidement vers l'Est sous le Signal des Monges. Seul le pli intermédiaire, l'Anticlinal de Leychert, atteint la vallée du Douctouyre, pour s'envoyer d'ailleurs très vite à Péréille-d'en-Haut sous une carapace de Crétacé supérieur et de Nummulitique.

J'étudierai successivement, en les analysant de l'Ouest à l'Est, les trois plis élémentaires qui viennent d'être distingués.

1. — **Le pli méridional de l'Anticlinorium du chaînon du Pech de Foix : l'Anticlinal du Pech de Foix.** — L'Anticlinal du Pech de Foix s'étend sur la rive droite de l'Ariège jusqu'à Leychert et il y montre le prolongement, sans déviation, des couches du Saint-Sauveur. Examinons d'abord une coupe (fig. 42, coupe 2) relevée en bordure de l'Ariège. Dans le *flanc sud* de l'anticlinal les calcaires urgoniens sont masqués par les alluvions; les dolomies jurassiques, que l'on peut voir sous le pont de Foix traverser le lit de l'Ariège, forment les rochers qui dominent la route de Montgaillard; le Lias moyen de Jean-Germa se met en direction avec celui de Saint-Sauveur, de même que le Lias inférieur du vallon plus septentrional s'aligne dans le prolongement des rochers de Sainte-Hélène et que les couches rhétiennes et triasiques du vallon de Jean-Germa jalonnent l'axe rompu du pli. Au Nord de ce vallon, la montagne dont la crête porte le Signal 855 montre, jusqu'à la plaine de l'Alsas qui coule à ses pieds vers le Nord, la retombée des mêmes couches dans le *flanc nord* de l'anticlinal en une succession complète et parfaitement régulière depuis le Trias jusqu'à l'Albien et toujours dans le prolongement de celles du flanc nord du Saint-Sauveur.

Avant de suivre l'accident vers l'Est jusqu'à sa terminaison, analysons de plus près le dispositif de cassures qui se trouve réalisé dans l'axe de la voûte, entre Jean-Germa et Fougax.

Prolongeant manifestement la faille du Pech Saint-Sauveur, une cassure suit le vallon qui court au Nord de Jean-Germa ². En remontant le vallon, du NW

¹ La carte du chaînon du Pech de Foix publiée par Carez [91, IV, pl. XXIV] donne une représentation beaucoup plus fidèle des accidents qui l'affectent.

² Cet accident, dont de Lacvivier [253, p. 543] niait l'existence, a été minutieusement analysé par l'abbé Pouech [246].

au SE, on voit cet accident amener successivement en contact, avec les assises triasiques et rhétiennes du flanc nord de l'anticlinal, le Rhétien, le Lias inférieur, le Lias moyen et enfin, à la naissance du vallon, la dolomie jurassique du flanc méridional. En effet, le Lias moyen fossilifère de Jean-Germa qui, d'une part, se poursuit vers le SE en un repli anticlinal très aigu au milieu des dolomies jurassiques dans le mamelon qui domine la métairie, contourne, d'autre part, ce mamelon par l'Ouest pour venir s'étirer dans la faille. Après le col auquel aboutit le vallon de Jean-Germa, le Lias moyen n'est plus représenté que sporadiquement le long du contact de la dolomie jurassique et du Trias.

Au delà vers le SE, tandis que la dolomie jurassique se termine en hauteur sur le Lias, sans atteindre Bonaygue, la cassure, initialement unique, se résout en un système de failles particulièrement complexe. M. Dubar a pu distinguer deux failles principales, entre lesquelles des compartiments découpés dans le centre de la voûte se sont effondrés en gradins. Jusqu'au Nord de Fougax ces deux failles déterminent, sur les pentes méridionales du Pech de Foix et du sommet 764, la répétition de trois séries Lias inférieur-Rhétien-Trias; la plus méridionale, qui vient jusqu'au contact du Crétacé supérieur discordant, étant incomplète à sa base. Relativement aux inclinaisons de ces failles, M. Dubar indique des plongements vers le NE de 75° à 90° pour la première et de 60° pour la seconde. Ces inclinaisons dénotent, sur le bord méridional du chafnon du Pech de Foix, un débordement latéral vers l'extérieur, par-dessus le Synclinal de Nalzen. C'est là une disposition dont on trouve jusqu'à Roquefixade d'autres indices. Il convient de remarquer qu'elle n'est pas générale. En effet, le réseau de fractures de Fougax, à pendages NE, prolonge manifestement la cassure du Pech Saint-Sauveur. Or, celle-ci plonge au SW et elle a déterminé le chevauchement vers le Nord du compartiment méridional de la voûte sur le compartiment septentrional.

A l'Ouest de Fougax, les deux failles se réunissent en une seule. Celle-ci passe au Nord de Sézenac, où elle met en contact Lias inférieur et Trias, sans intercalation de Rhétien (pl. VII, coupe 22); puis elle se perd au Nord du mamelon 894.

Le mamelon 894 correspond à un repli synclinal de dolomies jurassiques. Son flanc méridional est encore accidenté d'un réseau de failles qui le décomposent en gradins au voisinage de l'accident majeur qui borde le bassin de Nalzen. Par contre, le vallon qui redescend sur Caraybat montre une disposition anticlinale régulière.

A l'Est d'Empujol, l'Anticlinal du Pech de Foix est coupé obliquement par le contact anormal qui limite le Crétacé supérieur du bassin de Nalzen. Le flanc méridional du pli s'est complètement étiré dans cet accident, qui suit l'axe de l'anticlinal depuis Empujol jusqu'à Leychert. Au-dessus des affleurements des argiles triasiques et de ceux des marnes, des calcaires en plaquettes et des lumachelles du Rhétien, qui, à Caraybat, à Enrivière et à Soula, s'écartent peu de la route, le sommet 936 et le Pic de l'Aspre montrent, du Sud vers le Nord, une succession ascendante régulière des divers termes du flanc nord de l'Anticlinal du

Pech de Foix (pl. VII, coupe 20). Les pentes méridionales de ces montagnes sont occupées par les assises du Lias inférieur, par celles du Lias moyen et par les dolomies jurassiques, leur crête par les calcaires urgoniens. Sur les pentes orientales du Pic de l'Aspre, les calcaires liasiques et les couches plus élevées qu'ils supportent se terminent en hauteur sur le Rhétien et le Trias. Ces derniers terrains, qui occupent le vallon situé à l'Ouest de Leychert ¹, disparaissent à leur tour sur le versant oriental du vallon, entre le Crétacé supérieur de Saint-Sirac, au Sud, et l'Anticlinal de Leychert, au Nord. Les couches du Pic de l'Aspre sont ainsi coupées normalement, vers le Nord, par la surface d'étirement qui limite au Sud l'Anticlinal de Leychert; mais cet accident ne masque tout de même pas leur disposition synclinale entre l'Anticlinal du Pech de Foix et l'Anticlinal de Leychert.

Dans le prolongement occidental du Pic de l'Aspre, au delà du Clot des Bucs, la disposition synclinale est encore plus nette; le synclinal s'approfondit considérablement. Dans son axe, qui occupe, entre le Pech de Foix au Sud et le Pech de Lherm au Nord, la dépression longitudinale de Pradières, apparaissent, au-dessus des calcaires urgoniens, des couches plus récentes. C'est là le *Synclinal de Pradières*, dont le fond de calcaires urgoniens et de marnes albiennes, vigoureusement plissé, est surmonté d'une couverture discordante de Céno-manien.

Le Synclinal de Pradières succède régulièrement vers le Nord à l'Anticlinal du Pech de Foix. Au-dessus des dolomies jurassiques, qui occupent la crête du Pech de Foix, et d'une couche de bauxite, d'épaisseur variable, mais continue, ainsi que l'indiquent les affleurements et les résultats de travaux de recherches, les calcaires urgoniens forment tous les escarpements qui, au Sud de Jean Ram, d'Arénals et de Laborie, dominant de plus de 200 mètres le vallon de Pradières. Très redressés, plongeant de 80° vers le NE, les calcaires urgoniens ont plus de 300 mètres d'épaisseur. Exploités pour l'empierrement dans les trois carrières de Laborie, ils ont fourni une faune classique ². Contre les calcaires urgoniens sont plaquées en concordance parfaite les couches albiennes du Tir à la Cible. Identifiées pour la première fois avec certitude par Hébert [154], ces couches ont fourni une faune albienne très riche, dont les listes ont été données par de nombreux auteurs ³. L'assise fossilifère, épaisse de 50 à 60 centimètres à peine, est formée par un calcaire jaunâtre terreux, à parties verdâtres glauconieuses. Elle est recouverte par des calcaires marneux, à gros nodules, jaunes en surface et bleuâtres à l'intérieur. Ces calcaires marneux prennent de l'import-

¹ Le vallon de l'Ouest de Leychert offre une très belle coupe des assises triasiques, infra-liasiques et liasiques, dont la succession est analysée en détail dans l'ouvrage de M. Dubar [128, p. 38].

² Voir notamment : de Lacvivier [188, p. 97], Roussel [268], Carez [91, IV, p. 2130].

³ Je renvoie aux listes données par Hébert [253, p. 549], de Lacvivier [253, p. 543, 188, p. 144], Roussel [270], Carez [91, IV, p. 2130].

tance vers le SE, au Sud du vallon de Pradières, où des marnes jaunâtres, assez riches en fossiles, en particulier de grands nautilus et de grandes ammonites, leur sont associées. Les couches albiennes se poursuivent vers l'Est au delà de Jean Ram, où j'ai trouvé au NE du sommet 968, sur la bordure méridionale de l'affleurement cénomanien et vers son extrémité orientale, les mêmes marnes et calcaires noduleux à nautilus.

Tout au long de son affleurement ¹, la bande albiennne de Laborie vient en contact vers le NE avec les grès, les marnes et les conglomérats cénomaniens de Barry et de Jean Ram, si bien que la succession pourrait, à première vue, paraître régulière; mais la considération des pendages des couches cénomaniennes met tout de suite en évidence la discordance angulaire très nette du Cénomanien par rapport à l'Albien. Les calcaires urgoniens et les marnes albiennes de Laborie et du Sud de Jean Ram s'enfoncent vers le NE sous le Cénomanien discordant (pl. VII, coupes 22 et 23).

Passons à l'examen du flanc nord du Synclinal de Pradières. Il se développe vers Minjou et Couchet sur les pentes méridionales du Pech de l'Herm. Il n'est pas certain qu'il comporte de couches albiennes. Des marnes noires, que de Lacvivier attribua au Gault [488, p. 144], affleurent bien, sur le bord de la route, entre Minjou et Barry; mais de telles marnes accompagnent souvent les bancs gréseux et les microbrèches cénomaniennes et on ne saurait, en l'absence de fossiles, les dater avec certitude. D'ailleurs, l'allure discordante du Cénomanien expliquerait parfaitement la lacune de l'Albien.

Les calcaires urgoniens affleurent au Nord de Barry sous les maisons de Minjou, où ils s'appuient vers le Nord sur des dolomies jurassiques à pendages sud. Plus à l'Est, le petit lambeau urgonien de Couchet et la bande urgonienne qui forme toute la crête du Nord de Souzoure et se poursuit par le sommet 980 pour se mettre en relation avec celle du Pic de l'Aspre, se placent dans des replis du flanc nord du Synclinal de Pradières. Par l'intermédiaire de couches discontinues de bauxite, ils reposent sur les dolomies jurassiques qui, plus au Nord, sont affectées par un nouveau pli dans le Pech de l'Herm.

Le Pech de l'Herm est constitué par un anticlinal qui s'allonge parallèlement à l'Anticlinal du Pech de Foix, dont il est séparé par le Synclinal de Pradières. Il est formé par une voûte de calcaires urgoniens qui retombent vers le Nord au contact du Cénomanien de Sers ². Le pli est simple vers sa terminaison, au

¹ Le fond du Synclinal de Pradières est accidenté de replis très aigus; c'est à un tel repli anticlinal que j'attribue la barre calcaire qui court au Sud de Jean Ram. Complètement enveloppée par des marnes albiennes, elle ne dépasse pas Tignol vers le NW et ne présente nullement l'extension, ni la disposition intermédiaire entre l'Albien et le Cénomanien qu'indique la Feuille de Foix.

² Carez [91, IV, pl. XXIV] attribue au Lias inférieur toutes les hauteurs situées au Sud de l'Herm. C'est inexact; en effet, le sentier qui monte au Sud de Carol recoupe un très vaste affleurement de calcaires pétris d'Orbitolines et de sections de *Toucasia*. En suivant ces calcaires au Sud de Cayre, on les voit se poursuivre sans discontinuité dans la masse urgonienne qui forme la carapace du Pech de l'Herm au Nord de la cote 694.

Nord de Pradières, en une rapide plongée axiale vers l'Ouest (pl. VII, coupe 22) ; mais à l'Est du méridien de Couchet il se subdivise en deux. Dans le prolongement de l'axe anticlinal du Pech de l'Herm, apparaît, au Sud du vallon de Baragne, le noyau liasique et triasique de l'*Anticlinale de Leychert*, tandis que plus au Nord se surajoute l'*Anticlinale de Baragne* (pl. VII, coupe 20).

J'en viens maintenant à l'étude de ces deux plis. J'examinerai d'abord l'Anticlinale de Baragne qui s'étend peu en direction longitudinale, tandis que l'Anticlinale de Leychert se poursuit jusqu'à l'extrémité orientale du chaînon, au voisinage de Péreille.

2. Le pli septentrional de l'Anticlinorium du chaînon du Pech de Foix : l'Anticlinale de Baragne. — L'Anticlinale de Baragne court depuis Baragne jusqu'au Sud du hameau des Monges. Il apparaît au SW de Baragne, où un noyau triasique, enveloppé de Rhétien et de Lias, surgit sous les dolomies jurassiques. M. Dubar [425] a reconnu que la clé de la voûte, qui traverse le profond vallon du Sud de Baragne, est rompue, une faille amenant en contact les couches triasiques du flanc sud de l'anticlinale et la brèche hettangienne de son flanc nord, avec suppression du Rhétien. Cette faille, oblique à la limite du Crétacé supérieur, atteint celui-ci entre Baragne et Restouil ; si bien que la série représentant le flanc nord de l'Anticlinale de Restouil, lui-même accidenté d'une petite voûte accessoire dessinée par M. Dubar [425, fig. 5], s'étire complètement en bordure du Crétacé supérieur. Seule la lèvre méridionale de la faille, c'est-à-dire le flanc sud de l'Anticlinale de Baragne, atteint le ravin de Restouil (pl. VII, coupe 20). Sur le versant oriental de ce ravin, la voûte se reconstitue entièrement. On y voit, en remontant le ravin vers l'Est, de très beaux affleurements d'argiles bariolées, de calcaires en plaquettes et de marnes rhétiennes, dont la carapace de Lias inférieur s'ennoie bientôt sous les terrains plus récents entre le sommet 828 et le Signal des Monges. Au Nord de la crête urgonienne du Signal des Monges, au-dessus du hameau des Monges, des affleurements de Rhétien jalonnent, en bordure du Crétacé supérieur, un repli anticlinal plus frontal que celui de Restouil (pl. VII, coupe 19) ; mais ce nouveau repli s'éteint rapidement vers l'Est et les terrains jurassiques s'ennoient sous les calcaires urgoniens qui, au Sud de Daribeau et de Roquefort, viennent jusqu'au contact du Cénomani (pl. VII, coupe 18).

Le synclinal qui sépare l'Anticlinale de Baragne de l'Anticlinale de Leychert, est, sur une grande partie de son parcours, limité par des surfaces d'étiement. La succession est encore régulière sur la rive droite du vallon de Baragne ; les calcaires urgoniens, conservés dans l'axe du synclinal, s'y terminent en hauteur sur les dolomies jurassiques. Mais, plus à l'Est, les dolomies s'étiement dans les deux flancs du synclinal, de part et d'autre de la bande urgonienne qui se trouve ainsi en contact vers le Nord avec les calcaires liasiques de l'Anticlinale de Baragne, comme vers le Sud avec ceux de l'Anticlinale de Leychert. La coupe qu'offre le sentier qui mène des Monges à Saint-Sirac (pl. VII, coupe 20) révèle cette dernière disposition.

Il s'agit bien de surfaces d'éirement, de plis-failles et non de failles proprement dites, car, en suivant les accidents en direction, on voit toujours les couches disparues apparaître à nouveau. C'est ainsi que, sur le bord méridional de la bande urgonienne dont il est question ici, j'ai pu reconnaître, en suivant la limite des calcaires liasiques, plusieurs lambeaux discontinus des dolomies jurassiques étirées, avant que celles-ci ne forment à nouveau une bande continue qui réapparaît au NE de Leychert. Au Nord de la bande urgonienne synclinale, la disposition est comparable, en ce qui concerne ses rapports avec l'Anticlinal de Baragne. La dolomie jurassique, étirée au Sud de Restouil, apparaît à nouveau au SE de la cote 828, pour envelopper complètement vers l'Est le noyau anticlinal de Lias inférieur. Au delà vers l'Est, la dolomie ennoyée, l'accident longe jusqu'au Sud du Signal des Monges le bord septentrional d'un lambeau discordant de Cénomaniens ; puis il se perd dans le vaste massif urgonien qui s'étend jusqu'au-dessus de Bac-d'en-Haut.

3. Le pli médian de l'Anticlinorium du chaînon du Pech de Foix : l'Anticlinal de Leychert et de Péreille. — Le noyau de l'anticlinal médian du chaînon du Pech de Foix est recoupé, au SW de Baragne, par le petit ravin que suit le chemin de Cazabon. La coupe montre, de l'aval vers l'amont :

1. — une barre de calcaires liasiques plongeant de 75° vers le NE ;
 2. — des marnes et des calcaires en plaquettes du Rhétien, dont les bancs, très plissotés dans le détail, viennent buter au Sud par leur tranche contre le noyau triasique du pli ;
 3. — les marnes rouges triasiques, dont plusieurs affleurements sont visibles vers le coude que fait le chemin pour tourner au SE dans la direction de Cazabon ;
 4. — des marnes rhétiennes plongeant de 75° au SW. Elles forment ici une bande beaucoup plus étroite que dans le flanc septentrional du pli.
 5. — une étroite barre de calcaires du Lias inférieur affectés du même pendage.
- Au Lias inférieur succèdent régulièrement en concordance, jusqu'à la crête qui porte la cote 930, les dolomies jurassiques et les calcaires urgoniens.

Cette coupe révèle une disposition de pli anticlinal rompu suivant son axe.

Partant de cette coupe, suivons maintenant le pli en direction. Vers l'WNW, son noyau liasique s'ennoie rapidement sous les couches plus récentes du Pech de l'Herm, au Nord de la cote 842. Vers l'ESE, il se poursuit en affleurement sur une longue distance, par Calmette et Leychert, jusqu'au delà de Roquefixade. En effet, si le Trias, qui disparaît localement au Nord de Cazabon, ne montre que des affleurements sporadiques, les couches rhétiennes forment, au contraire, une large bande continue qui occupe tout le plateau cultivé au Nord des métairies de Cazabon et de Calmette. Le Rhétien est enveloppé par le Lias inférieur qui forme, de part et d'autre de son affleurement, vers le Sud, l'étroite barre rocheuse de Calmette, dont la retombée au Nord forme le bord septentrional du plateau, et, vers le Nord, une bande plus large que traverse le vallon suivi par le chemin de Baragne à Leychert.

A l'Est de Calmette, le pli passe progressivement à un pli-faille par suppres-

sion partielle de son flanc méridional. 400 mètres à l'Est de la métairie, un affleurement d'argiles bariolées triasiques surgit sur le bord méridional des marnes rhétiennes et, au Sud de cet affleurement, s'étirent successivement, de l'Ouest à l'Est, le Lias inférieur, puis les dolomies jurassiques. Une étroite bande de bauxite vient de même se terminer obliquement contre le Trias, qui est ensuite directement en contact avec les calcaires urgoniens des pentes septentrionales du Pic de l'Aspre (pl. VII; coupe 20).

A Charillon, où le Trias est ennoyé, la disposition est comparable : les calcaires urgoniens ¹ très redressés, sur lesquels sont bâties les métairies, s'appuient vers le Nord contre des couches rhétiennes qui sont subhorizontales au voisinage du contact. Dans le thalweg du vallon qui descend à l'ESE de Charillon, la barre urgonienne se poursuit dans une situation topographique très inférieure par rapport aux marnes rhétiennes et aux calcaires liasiques qui, plongeant de 45° vers le Nord, affleurent sur le chemin de Leychert. Ces dernières couches, qui gagnent Leychert, où le Trias apparaît à nouveau à leur base, représentent le flanc nord du pli-faille anticlinal ; elles sont surélevées de près de 200 mètres par rapport au flanc sud du même pli, constitué par le massif du Pic de l'Aspre.

D'ailleurs, sur les pentes orientales du Pic de l'Aspre, où, dans le prolongement oriental du Synclinal de Pradières, Urgo-Aptien, Dogger et Lias se terminent en hauteur vers l'Est sur le Rhétien et le Trias du ravin de Leychert, l'allure des contours traduit bien l'existence d'un accident tectonique important. Le chemin de Charillon à Saint-Sirac, qui contourne par l'Est le Pic de l'Aspre, recoupe successivement les calcaires urgoniens, une bande de bauxite, les dolomies noires du Jurassique moyen, les calcaires et les dolomies bréchoïdes blanchâtres du Lias inférieur. Ces couches, dirigées SW-NE, sont, ainsi que le Rhétien et le Trias du vallon de l'Ouest de Leychert, sur lesquels elles reposent, coupées normalement, au Nord de ce vallon, par le contact anormal qui suit le bord méridional de l'Anticlinal de Leychert.

Tout le compartiment du Pic de l'Aspre, c'est-à-dire le flanc nord de l'Anticlinal du Pech de Foix, se terminant en biseau immédiatement à l'Ouest de Leychert et le flanc sud de l'Anticlinal de Leychert étant lui-même complètement étiré depuis Charillon, c'est le noyau triasique de ce dernier pli qui, depuis Leychert jusqu'à Roquefixade, entre en contact avec le Crétacé supérieur du bassin de Nalzen sur la bordure méridionale du chaînon du Pech de Foix. Les pentes qui dominent vers le Nord la route de Leychert à Roquefixade montrent, jusqu'à la crête du Signal des Monges, une succession, sinon parfaitement

¹ Les contours de la Feuille de Foix ne donnent aucunement l'idée de ces discontinuités tectoniques. Toutes les successions y sont représentées comme parfaitement régulières. L'identification des terrains y est souvent inexacte : c'est ainsi que les calcaires de Charillon, attribués au Lias sur cette carte, m'ont fourni des Orbitolines et sont certainement urgoniens.

régulière¹, du moins complète (pl. VII, coupe 19). Au-dessus du Trias et du Rhétien, les premières collines sont constituées par les assises liasiques. Plus haut, une large bande de dolomies jurassiques apparaît dans le prolongement des lambeaux discontinus plus occidentaux ; elle supporte deux petits témoins synclinaux de calcaires urgoniens enveloppés par un cordon de bauxite, situés l'un à la cote 850, l'autre au Nord du rocher de Roquefixade. Enfin, au Nord de la dolomie, les calcaires urgoniens forment tout le vaste plateau du Signal des Monges et du sommet 864.

A l'approche de Roquefixade, le pli de Leychert se subdivise et l'on trouve dans son prolongement vers l'ESE deux anticlinaux, de part et d'autre du repli synclinal, vertical et très aigu, auquel correspond le pittoresque rocher urgonien surmonté par les ruines du Château de Roquefixade.

La coupe de détail, que l'on relève en suivant le chemin qui contourne le rocher de Roquefixade par sa face ouest, montre cette subdivision du pli de Leychert. Au Nord du rocher, un anticlinal très aigu amène en contact immédiat avec les calcaires urgoniens, par étirement du Lias et de la dolomie jurassique, un noyau d'argiles bariolées du Trias. Celui-ci s'enneie rapidement sous les dolomies jurassiques qui indiquent le prolongement du pli vers l'Est jusqu'au voisinage du vallon du Grézat. Au Sud de ce pli surajouté, l'Anticlinal de Leychert se poursuit en bordure du bassin de Nalzen. C'est toujours son noyau triasique qui vient en contact avec les couches crétacées. Quant à son flanc nord, il offre une succession régulière et complète au Sud du rocher de Roquefixade. Le chemin recoupe jusqu'à la route un affleurement de bauxite, des dolomies jurassiques, des calcaires liasiques, enfin des marnes vertes, des calcaires marneux et des cargneules représentant le Rhétien et, peut-être, en partie le Trias, masqué en contre-bas de la route par des éboulis. Les dolomies jurassiques sont verticales, comme les calcaires urgoniens ; mais vers la base la série secondaire est affectée de pendages au Nord, qui atteignent 45° pour les couches rhétiennes.

Au Sud du rocher de Roquefixade, de puissants éboulis, qui descendent jusqu'au contact du Crétacé supérieur, interrompent localement la continuité des couches.

A l'Est du village, on voit à nouveau surgir des éboulis, au Sud des calcaires urgoniens, une série complète comportant bauxite, dolomies jurassiques, Lias, Rhétien et Trias. Le Trias vient en contact avec des couches cénomaniennes qui s'intercalent entre lui et le Crétacé supérieur plus méridional. Mais très rapidement vers l'Est, en même temps que le noyau triasique s'enneie, le flanc méridional de l'anticlinal indiqué par ce Trias se reconstitue et une lame urgonienne s'insinue entre le Cénomanien et les dolomies jurassiques qui envelop-

¹ M. Dubar [125] a signalé que toute la bande liasique du Nord de Leychert est hachée de nombreuses petites failles, amenant des décalages de quelques mètres. Ce sont là des accidents de détail que je ne puis décrire ici. M. Dubar explique ces cassures par la plasticité du Trias sous-jacent et par le manque de rigidité de la brèche liasique.

pent la terminaison de l'affleurement triasique (fig. 43). C'est le flanc sud de l'Anticlinal de Leychert et de l'Éreille, étiré depuis Calmette, qui réapparaît ici.

Dans le vallon du Grézat (fig. 44, coupe 5), après un court ennoyage à la faveur duquel est conservé, sur les couches plus anciennes, un pont de calcaires urgoniens, le Trias et le Lias surgissent à nouveau dans l'axe du pli, dans une dernière zone de surélévation qui correspond au *noyau anticlinal de Péréille*. Les calcaires et les brèches du Lias inférieur, les marnes rhétiennes et les argiles bariolées gypsifères du Keuper présentent un assez beau développement dans le thalweg et sur le versant oriental du vallon du Grézat. Ils se poursuivent vers l'Est, au Nord de Coulzonne, jalonnant l'axe de l'Anticlinal de Péréille qui est toujours très aigu et maintenant représenté par ses deux flancs. Ceux-ci mènent, au Nord comme au Sud, jusqu'aux deux bandes cénomaniennes qui bordent le chaînon du Pech de Foix.

Sur le méridien du petit hameau de Coulzonne, il est aisé de relever la coupe 4 de la figure 44. Au Nord d'une étroite bande urgonienne, les maisons de Coulzonne sont bâties sur les dolomies jurassiques; sous celles-ci, les assises du Lias et de l'Infralias sont très laminées et l'on atteint rapidement, dans le vallon qui court au Nord de Coulzonne, le noyau triasique de l'Anticlinal de Péréille. Au delà vers le Nord, se trouvent deux alignements de crêtes E-W séparées par un vallon peu profond. Les pentes méridionales de la première crête sont occupées par les assises rhétiennes très redressées et affectées de nombreux plissements; elles sont légèrement renversées vers le Nord, sur une barre de Lias calcaire qui court suivant la crête. Plus au Nord s'étend, dans le vallon intermédiaire et jusqu'à mi-pente de la deuxième crête, celle du Rocher de Paucau, une puissante masse de dolomies jurassiques, sans doute plusieurs fois replissée sur elle-même, comme semble l'indiquer la présence d'affleurements de bauxite, que j'ai pu observer à la surface des dolomies. Enfin, plus au Nord, le Rocher de Paucau correspond à un splendide piton de calcaires urgoniens sur la retombée du flanc septentrional du pli. Sur ses pentes méridionales plusieurs affleurements discontinus de bauxite jalonnent le contact des dolomies jurassiques et des calcaires urgoniens.

A 500 mètres à l'Est de Coulzonne, sur le sentier de Paucau, le noyau de l'Anticlinal de Péréille s'ennoie sous les dolomies jurassiques et on ne trouve plus au delà vers l'Est, jusqu'à la vallée du Douctouyre, qu'une voûte très aiguë de calcaires urgoniens enveloppant des dolomies jurassiques. Cette voûte est complexe, si bien que l'érosion a respecté plusieurs témoins de calcaires urgoniens qui correspondent à des replis synclinaux longitudinaux pincés dans les dolomies jurassiques (fig. 44, coupe 3).

En atteignant la vallée du Douctouyre dans la cluse de Péréille, on approche de l'extrémité orientale du chaînon du Pech de Foix. La disposition réalisée vers cette terminaison est d'une importance capitale, relativement à la situation tectonique de tout l'ensemble structural que nous étudions. Aussi la décrirai-je en détail.

B. — LA TERMINAISON ORIENTALE DU CHAÎNON DU PECH DE FOIX

LES RAPPORTS DES TERRAINS ANTÉCÉNOMANIENS
AVEC LA COUVERTURE CÉNOMANIENNE ET AVEC LES TERRAINS CRÉTACÉS
SUPÉRIEURS ET ÉOCÈNES DANS LA RÉGION DE PÉREILLE

A Péreille, le chaînon du Pech de Foix, enveloppé d'une mince carapace de couches cénomaniennes, s'enracine sous une voûte qui affecte le Crétacé supérieur et le Nummulitique du pays sous-pyrénéen (fig. 43). Pour bien faire saisir la disposition réalisée vers cette terminaison, je rappelle qu'au Nord de Bélesta, dans l'angle nord-est de la Feuille de Foix, les terrains sous-pyrénéens ¹ sont affectés de rides longitudinales. Les terrains crétacés supérieurs, représentés au Nord du Saint-Barthélemy dans le bassin de Nalzen, viennent à nouveau au jour au Nord de Lavelanet dans le cœur de l'*Anticlinal de Dreuilhe*, crevé dans les couches éocènes. Entre cet anticlinal et le bassin de Nalzen, s'allonge, en direction E-W, le *Synclinal nummulitique de Saint-Jean-d'Aiguesvives*. Vers l'Ouest, ce dernier, rempli de couches sparnaciennes, se subdivise en deux nouveaux plis, le *Synclinal de Raissac*, au Nord, et le *Synclinal de Mondini*, au Sud, du fait de l'apparition d'une voûte de calcaires éocènes suivant son axe. Or, c'est dans l'axe de cette même voûte, ouverte vers l'Ouest, que surgissent à Péreille, sous un manteau peu épais de Crétacé supérieur et de Cénomalien, les couches secondaires antécénomaniennes du chaînon du Pech de Foix.

1.200 mètres à l'Ouest de Péreille, la vallée du Douctouyre fournit, dans une profonde cluse, dite cluse de Péreille, une coupe tout à fait remarquable, dans laquelle les relations structurales du chaînon du Pech de Foix, du Crétacé supérieur et de l'Éocène apparaissent avec la plus grande clarté. Cette coupe est depuis longtemps classique et tous les anciens géologues pyrénéens y ont reconnu un anticlinal régulier ². Je la décrirai une fois de plus, en apportant quelques précisions nouvelles qui ont été déjà consignées dans une note préliminaire [102], où nous avons, M. Ramière et moi-même, conclu formellement à l'enracinement du chaînon du Pech de Foix à Péreille.

Les dispositions réalisées sur les deux rives du Douctouyre présentent quelques différences. J'analyserai en premier lieu la coupe de la rive droite, dont je suivrai les divers termes vers l'Est jusqu'à leur ennoyage sous les calcaires éocènes. L'enracinement de tout le complexe alors établi par ce premier examen, la coupe de la rive gauche nous montrera quelques complications qui s'expliqueront facilement par l'étude des terminaisons occidentales des Synclinaux de Raissac et de Mondini.

¹ Le terme peut, à la rigueur, être employé ici, puisque le chevauchement frontal du Pays de Sault se poursuit jusqu'au Sud de Bélesta.

² Voir en particulier : de Lacvivier [488, fig. 63], Hébert [253, p. 561, fig. 12], Carez [98, p. 122].



Fig. 43. — Carte géologique de la terminaison orientale du chaînon du Pech de Foix.
Echelle : 1/50.000.

t Trias ; lc Lias inférieur ; J dolomies jurassiques ; β bauxite ; c¹ calcaires urgo-aptiens ; c³ Cénomaniens ; c⁷-⁸a marnes sénoniennes, avec lentilles calcaires à Hippurites ; c⁸b argiles garunniennes inférieures ; c⁹a calcaire lithographique daniens ; c⁹b argiles rouges supérieures montiennes ; eᵛ calcaires à *Miliolites* thanétiens ; a alluvions.

1. — La disposition réalisée sur la rive droite du Douctouyre.
L'ennoyage du chaînon du Pech de Foix vers l'Est
sous la voûte éocène de Péréille-d'en-Haut.

La coupe de la rive droite de la cluse de Péréille (fig. 44, coupe II). — Le chemin qui suit la rive droite du Douctouyre recoupe, de part et d'autre du noyau d'un anticlinal constitué par de la dolomie jurassique et, peut-être, par du Lias

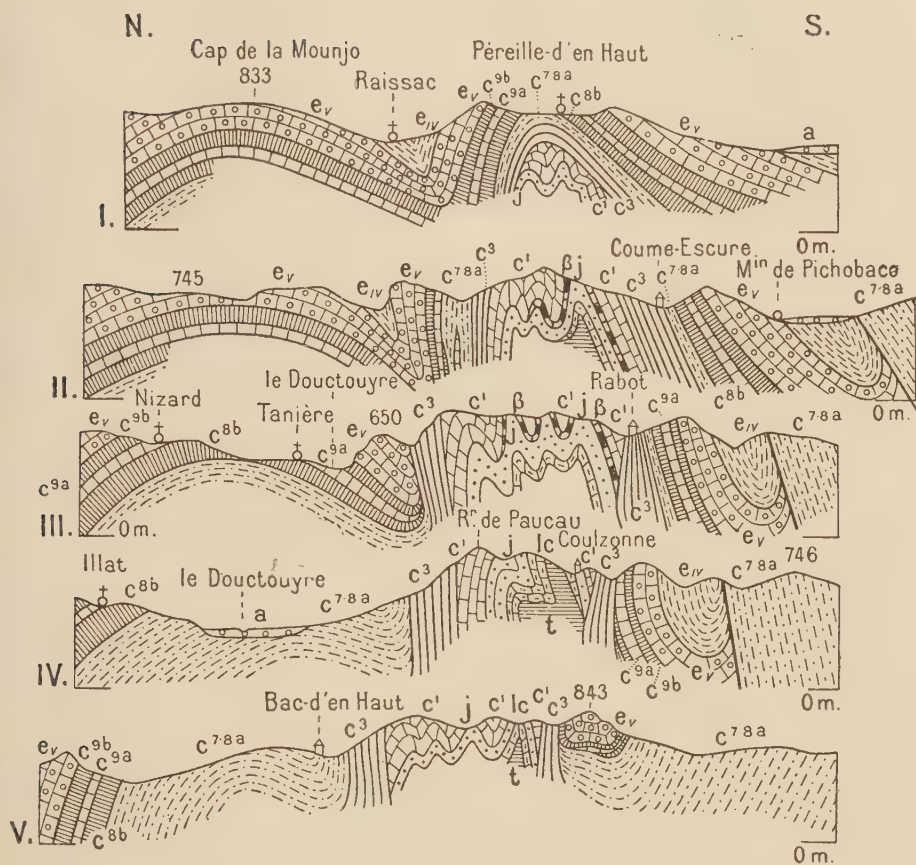


Fig. 44. — Coupes séries vers la terminaison orientale du chaînon du Pech de Foix.
Echelle : 1/50.000.

N. B. — Les emplacements des coupes sont indiqués sur la carte de la figure 43.
Les notations des terrains sont les mêmes que pour la figure 43.

inférieur¹, les deux flancs du pli, qui comportent une même succession de couches concordantes.

Le noyau jurassique de l'anticlinal est lui-même accidenté de replis syncli-

¹ L'existence du Lias inférieur dans la cluse du Douctouyre est très douteuse ; M. Dubar [128, p. 82] a signalé des dolomies à grain fin qui pourraient le représenter. Cet auteur reconnaît cependant que le Lias inférieur, s'il existe, est bien mal caractérisé.

naux, que soulignent des langues urgoniennes ; l'une de celles-ci, correspondant à un repli très accentué, recoupe le chemin ¹.

Le *flanc méridional* de l'anticlinal montre, du Nord vers le Sud, au-dessus de la dolomie :

1. — une couche de bauxite, rougeâtre au mur et plus blanche au toit ;
2. — un complexe, de 60 centimètres d'épaisseur, d'argiles bleues ou noirâtres renfermant des fossiles d'eau douce et chargées de lits lenticulaires de lignite ² ;
3. — les calcaires urgo-aptiens à section de *Toucasia* ;
4. — des calcaires marneux gris ou jaunâtres, à gros nodules, avec intercalations de lits argileux et de marnes fissiles jaunes ou bleues. Ces couches ont une soixantaine de mètres de puissance. Hébert et de Lacvivier [188, p. 146] les attribuaient à l'Albien. Elles n'ont, en réalité, fourni aucun fossile caractéristique de cet étage. L'allure de leur affleurement me les ferait plutôt rapporter au Cénomanién, acceptant ainsi l'opinion de Carez [91, IV, pl. XXIV] et de M. Léon Bertrand (Feuille de Foix).
5. — le Cénomanién, représenté par des bancs de conglomérat bréchoïde polygonique, à éléments de taille et de nature très variables (galets quartzeux, schistes et quartzites primaires, calcaires dévoniens et calcaires secondaires), par des grès grossiers alternant avec des marnes jaunâtres à *Orbitolina concava*, enfin, en face de Coume-Escure, par une lentille calcaire où abondent les sections de Caprines ;
6. — les marnes sénoniennes qui occupent le vallon situé au Sud de Coume-Escure ;
7. — les argiles rouges garumniennes inférieures (équivalent du niveau d'Auzas des Petites Pyrénées) ;
8. — une étroite barre de calcaire lithographique danien.

En concordance parfaite sur ces couches, qui plongent de 45° vers le Sud ³, repose la série éocène. Elle comporte :

¹ Je ferai remarquer que, sur la rive gauche de la cluse, la bande urgonienne du Nord de Paucau, qui s'aligne manifestement sur la même ride synclinale que le repli qui coupe le chemin de la rive droite, est suspendue à 150 mètres au-dessus du thalweg. Cette disposition indique bien la plongée axiale très rapide de ce repli et, en même temps, de tout le chaînon vers l'Est. La différence d'altitude du vallon du Grézat, où affleure le noyau triasique de l'Anticlinal de Péréille, et du thalweg du Douctouyre, où, beaucoup plus bas, n'affleurent que les dolomies jurassiques et, peut-être, un pointement très restreint de Lias, fournit un autre indice très net de ce brusque ennoyage.

² Pour la description détaillée de ces couches, je renvoie à une étude d'Hébert [253, p. 562] et à des publications toutes récentes de M. Jacques de Lapparent [256, p. 550, 205, p. 62]. M. de Lapparent précise la composition minéralogique de la bauxite de Péréille ; il attribue la décoloration de ses couches supérieures à « l'action des éléments humiques issus des amas végétaux dont les vestiges, sous forme de lignites, se trouvent à son contact ».

³ Si l'existence de plissements antécénomaniens explique parfaitement la lacune de l'Albien dans la cluse de Péréille, par contre ces mouvements ne s'y manifestent par aucune discordance angulaire nette entre les calcaires urgoniens et les couches cénomaniennes. C'est là une disposition tout à fait exceptionnelle et d'ailleurs très localisée.

9. — les argiles rouges supérieures à faciès garumnien (équivalent du niveau montien du Tuo des Petites Pyrénées) ;

10. — les calcaires à Miliolidés, thanétiens, de Nègre.

Plus au Sud, vers le moulin de Pichobaco et jusqu'à la route de Nalzen, les alluvions masquent les marnes sparnaciennes qui comblent l'axe du Synclinal de Mondini et viennent, sur le bord méridional de leur affleurement, directement en contact avec le Crétacé supérieur du bassin de Nalzen, par suite de l'étirement qui affecte une partie du flanc sud de ce synclinal.

Toute la série qui vient d'être analysée plonge régulièrement vers le Sud, avec un pendage qui, du Nord au Sud, passe progressivement de 60° à 45°. Les couches secondaires s'enfoncent manifestement sous l'Eocène.

Au Nord du noyau jurassique de l'Anticlinal de Péreille, **le flanc nord** de ce pli, redressé à la verticale, et le Synclinal de Raissac, qui lui est contigu, offrent la succession suivante, que l'on peut observer toujours sur le chemin qui suit la rive droite du Douctouyre :

1. — calcaires urgo-aptiens à *Toucasia* ;
2. — conglomérat bréchoïde polygénique cénomanien ;
3. — calcaires, marnes et grès cénomaniens ;
4. — marnes jaunes sénoniennes, dans lesquelles on trouve, en particulier dans le chemin qui monte à Péreille-d'en-Bas, des lentilles calcaires riches en Hippurites et en Polypiers ;
5. — calcaire danien ;
6. — argiles rouges montiennes ;
7. — calcaires thanétiens ;
8. — marnes sparnaciennes à *Ostrea uncifera* ;
9. — calcaires thanétiens du flanc nord du Synclinal de Raissac, à l'embranchement de la route de Raissac.

Cette succession est parfaitement régulière ; elle est toutefois incomplète du fait de l'étirement des argiles garumniennes inférieures entre les marnes sénoniennes et le calcaire danien ¹. Le Synclinal de Raissac succède régulièrement vers le Nord à l'Anticlinal de Péreille. Les inclinaisons des couches mettent très bien en évidence la dissymétrie des deux plis. Le flanc nord de l'Anticlinal de Péreille est vertical ; il en est de même des calcaires thanétiens du flanc sud du Synclinal de Raissac, qui cependant, à leur partie supérieure, commencent à se coucher vers le Nord sur les marnes sparnaciennes. Celles-ci plongent de 45° vers le Sud dans l'axe du synclinal et elles se couchent sur les calcaires thanétiens du flanc nord du pli.

La coupe de la rive droite de la cluse de Péreille révèle la disposition antici-

¹ Cet étirement, progressif vers l'Ouest, amorce celui qui, sur la rive gauche de la cluse, entraîne localement, comme nous le verrons plus loin (p. 329), la suppression de toutes les couches comprises entre le Cénomanien et le Thanétien.

nale, tout à fait régulière et seulement dissymétrique, d'une série secondaire reployée dans l'Anticlinal de Péréille entre les deux Synclinaux de Raissac, au Nord, et de Mondini, au Sud, eux-mêmes fortement couchés vers le Nord.

L'ennoyage périclinal du chaînon du Pech de Foix sous la voûte nummulitique de Péréille-d'en-Haut. — Si l'on suit maintenant en direction, vers l'Est, les terrains rencontrés en traversant la cluse, on les voit tous, en une rapide plongée axiale, s'enfoncer l'un après l'autre, comme autant de cylindres emboîtés, sous la crête hémi-circulaire de calcaires thanétiens qui domine vers l'Est le hameau de Péréille-d'en-Haut (fig. 44, coupe I).

Successivement, les dolomies jurassiques, puis les calcaires urgoniens, puis les calcaires, les grès et les conglomérats cénomaniens, enfin les marnes du Crétacé supérieur montrent la même terminaison périclinale. Ainsi qu'en témoignent, non seulement l'allure des contours, mais aussi tous les pendages visibles, ces couches s'enfoncent régulièrement, de Coume-Escure à Péréille-d'en-Haut et de ce hameau à Péréille-d'en-Bas, sous une voûte ouverte à l'Ouest, dont la crête est occupée par les calcaires thanétiens et dont le talus interne est formé par les deux bandes d'argiles garumniennes et par la barre intermédiaire de calcaire danien.

Une objection pourrait être formulée relativement au petit affleurement calcaire de l'église de Péréille-d'en-Bas que la Feuille de Foix interprète comme une klippe cénomanienne reposant sur le Crétacé supérieur. En réalité, le rocher en question représente simplement une lentille calcaire interstratifiée dans les marnes du Crétacé supérieur, au même titre que les affleurements lenticulaires de calcaires à Hippurites, Radiolites, Sphérulites et Plagioptychus de la fontaine de Péréille-d'en-Haut. Les calcaires de l'église de Péréille-d'en-Bas nous ont fourni, à M. Ramière et à moi-même, en plus de nombreux polypiers, des Rudistes, dont *Vaccinites Archiaci* et *Plagioptychus* sp., qui ne laissent aucun doute sur leur âge campanien.

Nous sommes en droit de conclure :

La terminaison orientale du chaînon du Pech de Foix est une terminaison périanticlinale. Par une rapide plongée axiale, les couches secondaires s'enfoncent vers l'Est sous la voûte nummulitique de Péréille.

2. — La disposition réalisée sur la rive gauche du Douctouyre. Les terminaisons occidentales des Synclinaux de Raissac et de Mondini.

La coupe de la rive gauche de la cluse du Douctouyre (fig. 44, coupe III) diffère peu de celle de la rive droite. Le noyau de l'Anticlinal de Péréille s'y montre toujours constitué par des dolomies jurassiques enveloppées de calcaires urgoniens, dont trois replis synclinaux très aigus sont conservés en hauteur sur la crête de Paucau. Au Nord comme au Sud, les couches cénomaniennes, qui

prolongent celles de la rive droite et montrent la même composition, succèdent régulièrement aux calcaires urgoniens ; elles sont verticales dans le flanc nord de l'anticlinal, tandis qu'elles plongent de 45° vers le Sud dans son flanc méridional. Mais, dans les deux flancs de l'anticlinal, un étirement, progressif vers l'Ouest, supprime localement les couches comprises entre le Cénomanien et le Thanétien. Cet étirement du Crétacé supérieur, du Danien et des couches garumniennes n'est complet que vers les extrémités occidentales des Synclinaux de Raissac et de Mondini, c'est-à-dire au Sud du mamelon 650, à 500 mètres à peine à l'Ouest de la vallée du Douctouyre, dans le flanc nord de l'Anticlinal de Péreille, d'une part, et au Nord de la cote 843, à une distance de plus de 2 kilomètres du Douctouyre, d'autre part, dans le flanc sud du même pli.

La terminaison occidentale du Synclinal de Raissac. — Sur la rive gauche du Douctouyre, au Nord des couches cénomaniennes verticales ou même par endroits faiblement renversées vers le Nord, l'étirement déjà ébauché sur l'autre rive depuis Péreille-d'en-Bas, amène rapidement la disparition totale du Crétacé supérieur, du calcaire danien et des argiles rouges garumniennes dans le vallon qui, au Nord de Garrigue, remonte vers le petit col situé au Sud de la cote 650. L'étirement gagne même le flanc méridional du Synclinal de Raissac. En effet, ce pli, encore symétrique au méridien de Raissac, déjà couché au Nord sur la rive droite de la cluse de Péreille, n'est plus représenté dans le mamelon 650 que par son flanc septentrional constitué par des calcaires thanétiens plongeant de 45° vers le Sud ¹ (fig. 44, coupe III). Ce n'est là qu'un étirement tout à fait local, qui se poursuit sur 200 mètres à peine. La série étirée réapparaît en effet, complète, au SW du mamelon 650, où elle enveloppe la terminaison occidentale du Synclinal de Raissac.

La terminaison occidentale du Synclinal de Mondini. — Sur la rive gauche du Douctouyre, le Cénomanien du flanc méridional de l'Anticlinal de Péreille se poursuit vers l'Ouest dans le vallon de Rabot et de Baychet. Il est toujours représenté par des calcaires marneux noduleux, qui s'appuient vers le Nord sur les calcaires urgoniens, et, plus au Sud, par des assises marneuses, des grès, des conglomérats et des lentilles calcaires, dont l'une, qui forme la colline supportant la ferme de Rabot, est pétrie de Caprines. Les couches cénomaniennes, qui dans la cluse plongeaient régulièrement vers le Sud comme la série antécénomanienne, subissent une torsion en remontant vers l'Ouest dans le vallon jusqu'au Sud de Coulzonne. Déjà verticales au Nord de Rabot, elles se ren-

¹ C'est, sans doute, la disposition résultant à la fois du déversement au Nord du Synclinal de Raissac et de l'étirement de son flanc méridional qui est à l'origine de l'erreur d'interprétation de la Feuille de Foix. En effet, les calcaires thanétiens du mamelon 650 plongent au Sud et donnent bien l'impression de s'enfoncer sous les couches plus anciennes pour qui n'a pas suivi pas à pas la genèse progressive de cette disposition et surtout n'a pas vu, à l'Ouest du même mamelon, où le flanc sud du synclinal est reconstitué, les calcaires éocènes reposer manifestement sur le Crétacé supérieur.

versent plus haut progressivement vers le Sud, pour atteindre des inclinaisons de 80° en face de Baychet et de 50° au Sud de Coulzonne. Là, sous Coulzonne, la discordance angulaire entre les calcaires marneux et noduleux du Cénomaniens et les calcaires urgoniens verticaux, qui, par une série d'affleurements discontinus, se relie à la bande urgonienne méridionale de la cluse, est parfaitement discernable.

Le redressement, progressif vers l'Ouest, des couches cénomaniennes gagne, au Sud de celles-ci, le Crétacé supérieur de même que l'Eocène du Synclinal de Mondini (fig. 44, coupes II, III, IV). En effet, dans le flanc nord du Synclinal de Mondini les calcaires thanétiens de Nègre, à pendages 45° Sud sur la rive droite du Douctouyre, se poursuivent vers l'Ouest, au delà de la rivière, suivant la crête qui court au Nord du vallon de Fount d'el Bègre. Ils forment de splendides murailles verticales, ou même par place légèrement déversées au Sud. Au Sud de la barre thanétienne le vallon de Fount d'el Bègre est rempli, dans l'axe du synclinal, par des argiles rouges sableuses sparnaciennes à faciès garumnien. Dans les pentes qui surmontent le vallon de Rabot, suivies de l'Est à l'Ouest, on voit s'étirer successivement, au Nord de la barre de calcaires thanétiens, les marnes sénoniennes, la première assise garumnienne, l'étroite bande de calcaire daniens, admirablement soulignée par sa végétation, enfin la deuxième assise garumnienne, qui disparaît à son tour au Nord de Reuilhet. Au Nord de la cote 843, les calcaires thanétiens sont ainsi en contact avec les brèches quartzeuses et les grès cénomaniens; mais l'étirement est local. A peine a-t-on atteint le petit col qui surmonte vers l'Est la route de Roquefixade, que l'on voit réapparaître les argiles rouges montiennes (fig. 44, coupe V). Celles-ci, comme les calcaires daniens et les argiles rouges garumniennes inférieures qui se montrent bientôt à leur tour, enveloppent vers l'Ouest, au-dessus des couches crétacées de Cazalis, la terminaison përisynclinale des calcaires thanétiens. *La terminaison occidentale du Synclinal de Mondini se révèle ainsi parfaitement régulière.*

Le flanc méridional du Synclinal de Mondini, suivi de l'Ouest à l'Est en partant de l'extrémité occidentale du pli, montre d'abord un rapide étirement des couches garumniennes et du Daniens; les calcaires thanétiens disparaissent à leur tour, vers Gaillardet, dans la surface d'étirement qui amène alors les argiles sparnaciennes en contact avec le Crétacé supérieur du bassin de Nalzen. Cette dernière disposition, que nous avons observée au Sud de Nègre, se trouve réalisée jusqu'à Villeneuve-d'Olmes, où, du moins d'après les contours de la Feuille de Foix que je n'ai, en ces parages, personnellement pas révisés, le flanc méridional du Synclinal de Saint-Jean-d'Aiguesvives, réapparaît et se complète progressivement jusqu'à Bélesta.

Ainsi, à sa terminaison orientale le chaînon du Pech de Foix s'enracine en un anticlinal intermédiaire entre le Synclinal de Raissac, au Nord, et le Synclinal de Mondini, au Sud. La succession de ces trois plis est régulière dans la cluse de Péreille; mais plus à l'Ouest, les deux synclinaux éocènes partis en hauteur, le

Cénomanien et le Crétacé supérieur du chaînon du Pech de Foix manifestent une individualité tectonique très nette par rapport aux couches plus anciennes. C'est dans cette différence de style tectonique entre le Cénomanien et les terrains plus profonds, résultat de l'existence de mouvements antécénomaniens, que réside la clef des dispositions plus ou moins aberrantes qui se trouvent réalisées sur la bordure du Pech de Foix.

C. — LA COUVERTURE CÉNOMANIENNE DU CHAÎNON DU PECH DE FOIX ; LES ACCIDENTS DE LA BORDURE DU CHAÎNON

D'une part, dans le prolongement occidental de la bande cénomaniennne qui, vers Péréille, enveloppe la terminaison des couches antécénomaniennes de l'Anticlinal de Péréille, des affleurements cénomaniens très discontinus s'alignent, au Nord comme au Sud, sur la bordure du chaînon du Pech de Foix. D'autre part, des lambeaux isolés des mêmes terrains sont conservés en hauteur sur les terrains plus anciens ; ils recouvrent en discordance les plis antécénomaniens.

Nous allons suivre la périphérie du chaînon du Pech de Foix, en analysant tous les affleurements cénomaniens qui s'y situent et en étudiant les accidents de cette bordure, afin d'établir quels sont les rapports du chaînon du Pech de Foix avec les unités structurales voisines. J'analyserai en premier lieu la bordure méridionale du chaînon.

1. — LA BORDURE MÉRIDIONALE DU CHAÎNON DU PECH DE FOIX

Sur les deux rives de l'Ariège, le chaînon du Pech de Foix se montre en relation, sur sa bordure méridionale, avec des unités structurales différentes. Sur la rive droite de l'Ariège, le chaînon du Pech de Foix est en contact, sur sa bordure méridionale, avec les terrains crétacés supérieurs du Synclinorium de Nalzen. Le contact des couches antécénomaniennes et du Crétacé supérieur est direct depuis Roquefixade jusqu'à Pitot, au NE de Montgaillard ; au delà vers l'Ouest, s'intercale l'affleurement cénomanien de Sézenac. Sur la rive gauche de l'Ariège, le Synclinorium de Nalzen parti en hauteur vers l'Ouest, le chaînon du Pech de Foix vient en contact immédiat avec le Massif de l'Arize ; cependant, suivant ce contact est localement conservé, dans le prolongement des couches de Nalzen, un lambeau discordant de Cénomanien et de Crétacé supérieur, le lambeau du Bastié.

Les relations structurales du chaînon du Pech de Foix et du Synclinorium de Nalzen ; l'affleurement cénomanien de Sézenac. — L'existence de plissements antécénomaniens explique parfaitement le fait que tous les accidents propres du chaînon du Pech de Foix, aussi bien les plis parallèles qui l'affectent,

que les plans de discontinuité tectonique qui en font un ensemble complexe, soient orientés WNW-ESE, c'est-à-dire soient nettement obliques au bord méridional du chaînon, lequel est dirigé E-W (pl. IX).

Les couches cénomaniennes du Sud de Coulzonne disparaissent vers l'Ouest sous les éboulis du rocher de Roquefixade ; à l'Ouest du village, elles sont totalement étirées sur la bordure méridionale du Pech de Foix, qui montre les assises triasiques et rhétiennes de Leychert, de Soula et d'Empujol en contact direct avec les couches à Hippurites du bassin de Nalzen. Sans doute, tout au long de ce contact, la bande triasique domine-t-elle topographiquement le Crétacé supérieur, si bien qu'il peut y avoir, au moins localement, un faible chevauchement vers le Sud du Trias et du Rhétien sur le Crétacé supérieur ; mais une telle disposition, engendrée par un phénomène de contre-poussée, ne s'oppose nullement à l'enracinement du Pech de Foix. Celui-ci a pu localement, sous l'effort orogénique, acquérir une structure à double déversement ; mais il n'en est pas moins enraciné en avant du Synclitorium de Nalzen. Nous savons, en effet, que l'Anticlinal de Péreille s'ennoie vers l'Est sous une voûte éocène, par l'intermédiaire d'une sorte de manchon constitué par des couches du Crétacé supérieur qui, au delà de l'extrémité occidentale du Synclinal de Mondini, sont en continuité avec celles du bassin de Nalzen.

Vers l'extrémité occidentale du Synclitorium de Nalzen, apparaît en bordure du Pech de Foix, au Sud de Sézenac, un affleurement cénomanien qui appartient, de même que ceux du Pech de Montgaillard et de Gascogne, au substratum sur lequel le Crétacé supérieur se perd en hauteur vers l'Ouest. Cet affleurement s'étend au Sud de Sézenac depuis Saint-Génès jusqu'à Bonaygue, où il disparaît vers le NW sous les alluvions anciennes de l'Ariège.

Il est constitué par des calcaires noduleux, des marnes, des grès, des calcaires bréchoïdes. Ces couches ont fourni toute une faune d'oursins cénomaniens ; une ammonite, forme voisine d'*Acanthoceras Mantelli*, y est commune.

Le Cénomanien de Sézenac est nettement discordant par rapport aux terrains plus anciens du Pech de Foix, dont il coupe obliquement, sur le bord nord de son affleurement, les plis antécénomaniens. Vers le Sud, les couches cénomaniennes sont suivies par des calcaires, dans lesquels Roussel et Carez ont signalé des fragments d'Hippurites, et par des grès du Crétacé supérieur, qui présentent, entre le Cénomanien de Sézenac et celui de Montgaillard, une disposition synclinale (pl. VII, coupe 22).

Les relations structurales du chaînon du Pech de Foix et du Massif de l'Arize ; l'affleurement crétacé du Bastié. — Dès que le substratum des alluvions de l'Ariège apparaît à l'Ouest de Foix, il montre les couches secondaires du Saint-Sauveur en contact direct, sur leur bord méridional, avec le granite du Massif de l'Arize. Le Synclitorium de Nalzen se termine donc sous les alluvions de l'Ariège. D'autre part, la disposition réalisée sur la rive gauche de l'Ariège, où le granite de l'Arize bute vers le Nord contre l'Albien et l'Urgonien du flanc

méridional du Saint-Sauveur, suppose l'étirement total de la série représentant la couverture immédiate du massif hercynien. Or, non seulement cette série, ici étirée sur le front de l'Arize, se reconstitue progressivement à l'Ouest du Rocher de Caralp, mais, bien plus, le repli synclinal, dans lequel elle est disposée, comporte à sa partie supérieure, dans le prolongement du bassin de Nalzen, un lambeau de Cénomanien et de Crétacé supérieur, le lambeau du Bastié.

La Feuille de Foix, dont, par ailleurs, l'interprétation tectonique ne saurait être acceptée, n'indique pas de Cénomanien dans l'affleurement du Bastié. Cet étage y est cependant certainement représenté; il est surmonté par des couches que les études de Roussel, d'Hébert et de Lacvivier¹ permettent d'attribuer avec certitude au Turonien et au Sénonien.

Ce n'est qu'au NW de Brousse, au-dessus de la métairie du Bastié, que se dégagent, sous les éboulis qui recouvrent les pentes méridionales du Saint-Sauveur, les couches du Crétacé supérieur. Butant vers le Sud contre le granite, par une surface d'étirement très voisine, semble-t-il, de la verticale, ces couches montrent, du Sud vers le Nord, la succession suivante :

1. — des marnes grises ou bleues, accompagnées de calcaires noduleux, qui paraissent bien devoir être rapportées au Sénonien et sont, en tout cas, supérieures aux bancs à Rudistes qui viennent plus au Nord. Ce sont les « assises à Echinides » de de Lacvivier [188, p. 229]. Elles ont fourni le type du *Micraster Heberti* DE LACV. [184].

2. — des calcaires jaunâtres, qui forment dans la topographie une ligne de hauteurs bien distincte. Leur affleurement passe au Nord du Bastié, forme corniche au-dessus de la route, coupe celle-ci au Sud des Bastards et disparaît en contre-bas. Associée à des lits argileux, à des marnes et à un conglomérat gréseux, lui-même fossilifère, la lentille calcaire du Bastié est turonienne; riche en Sphérulites et en Hippurites, elle appartient au niveau à *Hippurites cornu-vaccinum*.

3. — une succession de bancs gréseux et marneux, à stratification assez tourmentée, mais dans l'ensemble toujours très redressée. Ces couches, à faciès « grès de Celles », coupent, au Nord de la route, le sentier qui mène à la métairie des Bastards. Je ne saurais dire si elles appartiennent au même étage que la lentille calcaire du Bastié, ou si elles représentent déjà le Cénomanien, auquel elles passent d'ailleurs insensiblement vers le Nord.

4. — des alternances de grès, de microbrèches, de poudingues quartzeux et de bancs marneux comprenant des lentilles calcaires. Ces couches, dans lesquelles les Orbitolines abondent, ont aussi fourni des Echinides cénomaniens : *Salenia scutigera*, *Holaster subglobosus*, etc... Leur attribution au Cénomanien ne saurait faire de doute. Ces assises plongent vers le Nord et leurs pendages, qui varient entre 75° et 45°, soulignent la discordance du Cénomanien par rapport aux cal-

¹ Je citerai notamment : Hébert [253, p. 605], Roussel [271, p. 170, 264], de Lacvivier [188, p. 176, 220, 230].

caires urgoniens et aux dolomies jurassiques subverticales du flanc méridional du Saint-Sauveur, qui leur font suite plus au Nord.

C'est bien une succession régulière que révèle la coupe qui vient d'être analysée. On y trouve une seule série, ascendante du Nord vers le Sud ; cette série représente le flanc septentrional d'un lambeau synclinal conservé dans un repli parallèle à l'Anticlinal du Saint-Sauveur, repli qui se poursuit jusqu'au Sud de Baulou.

La terminaison occidentale de l'affleurement crétacé du Bastié met parfaitement en évidence sa disposition synclinale. En effet, tandis que les couches plus élevées disparaissent au Sud de Couleil, le Cénomanien se poursuit au delà vers le NW. Les marnes, les grès, les microbrèches et les conglomérats quartzeux de cet étage, plongeant de 45° au Nord, traversent la route en face de Couleil, où elles sont encore en contact, sur leur bordure méridionale, avec le granite de l'Arize. Mais, au NW de la route, sur les pentes orientales du Rocher de Caralp, le Cénomanien vient se terminer en hauteur sur les calcaires urgoniens. La coupe (pl. VII, coupe 24), que l'on peut relever au Nord de petites carrières creusées dans le granite en bordure de la route, est, à ce sujet, tout à fait caractéristique. Les calcaires urgoniens, surmontés par les grès cénomanien discordants, enveloppent complètement la terminaison occidentale de leur affleurement et, sur le bord méridional de celui-ci, ils reposent sur le granite par l'intermédiaire d'une étroite bande de dolomie et de bauxite qui appartient déjà au flanc méridional du Synclinal du Rocher de Caralp. Au delà, le Cénomanien perdu en hauteur, la série secondaire se complète à sa base : sous la dolomie apparaissent les calcaires liasiques, ainsi que des affleurements discontinus d'argiles bariolées visibles sur le talus nord de la route. A Saint-Martin-de-Caralp le flanc sud du Synclinal du Rocher de Caralp est entièrement reconstitué ; il s'appuie vers le Sud contre le granite de l'Arize par un contact très incliné. La succession des couches secondaires est alors exempte d'étirement au Nord du Massif de l'Arize.

Le Crétacé supérieur du Bastié repose sur la série du Pech Saint-Sauveur et, avec celle-ci, il appartient au revêtement posthercynien du Massif de l'Arize.

2. — LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU CHAÎNON DU PECH DE FOIX : SES RELATIONS STRUCTURALES AVEC LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ET L'ÉOCÈNE DU PLANTAUREL

La bande cénomanienne, recoupée à la sortie aval de la cluse de Péréille, se poursuit, sur le bord nord du chaînon du Pech de Foix, au delà de la terminaison occidentale du Synclinal de Raissac, en une série d'affleurements discontinus, pincés entre les terrains antécénomanien du chaînon et le Crétacé supérieur qui forme le soubassement de la série éocène du Plantaurel. Le long de la bordure du chaînon du Pech de Foix, se succèdent de l'Est à l'Ouest, dans cette

situation, les affleurements cénomaniens de Bac-d'en-Haut et de Pradières sur la rive droite de l'Ariège et celui de Vernajoul sur la rive gauche. Les deux premiers sont encore en relation avec des langues synclinales des couches cénomaniennes qui se terminent en hauteur sur les terrains plus anciens du Pech. C'est ainsi que le lambeau du Pic de Leychert se situe sur le prolongement d'un repli synclinal de la bande de Bac-d'en-Haut, dont il a été complètement isolé par l'érosion.

J'analyserai, après ces divers affleurements cénomaniens, le lambeau éocène de Baulou qui, sur la rive gauche de l'Ariège, au delà de l'extrémité de l'affleurement cénomanien de Vernajoul, se situe sur la bordure immédiate du Pech Saint-Sauveur.

L'affleurement cénomanien de Bac-d'en-Haut et de Daribeu. — Une bande continue de terrains cénomaniens se poursuit au Nord du Grézat, puis dans le vallon de Bac-d'en-Haut, enfin au Sud de Roquefort et des Monges, pour s'étirer avant d'atteindre Restouil. Le pays est très boisé et l'observation difficile. On peut cependant reconnaître toute une série d'affleurements cénomaniens qui se mettent parfaitement en ligne. Ce sont des marnes grises à intercalations de calcaires marneux ou compacts, des grès plus ou moins grossiers, des microbrèches, des conglomérats. Dans le vallon situé à l'Ouest de Bac-d'en-Haut, les couches cénomaniennes remontent très haut vers l'Ouest; cette disposition révèle l'amorce d'une ride synclinale, sans doute complexe, à la faveur de laquelle est conservé plus loin, au-dessus des calcaires urgoniens, au Sud du Signal des Monges, le petit lambeau cénomanien du Pic de Leychert.

L'affleurement cénomanien du Pic de Leychert (pl. VII, coupe 19). — J'ai pu, avec M. Ramière, vérifier une observation de Roussel, qui avait signalé un affleurement cénomanien dans la région du Pic de Leychert [271, p. 176]. Un assez vaste lambeau cénomanien occupe une grande partie du vallon du Clot d'Armaing, qui court au Sud de la crête urgonienne du Signal des Monges. L'affleurement s'étend depuis le chemin des Monges à Charillon, à l'Est de la cote 828, jusqu'au Sud du Signal des Monges. Il est représenté par des marnes noires ou jaunâtres, passant à des calcaires marneux, parfois glauconieux, et comportant des lentilles de calcaires coralliens¹. Ces couches ont fourni une faune nettement cénomaniennne : elles renferment, en plus de nombreux polypiers, *Orbitolina concava*, *Polyconites operculatus* et un très bel ensemble d'oursins cénomaniens, recueillis par Roussel et Canal et étudiés par Cotteau [116]. Le Cénomanien présente dans l'ensemble, ainsi que le révèlent ses pendages, une disposition synclinale très nette. Il repose en discordance sur les calcaires urgoniens.

¹ Roussel [271, p. 176] signale parmi les couches cénomaniennes une brèche calcaire renfermant des pisolithes de bauxite. Cette intéressante observation implique le remaniement de la bauxite par le Cénomanien transgressif et discordant.

L'affleurement cénomanien de Pradières (pl. VII, coupes 22 et 23). — Au Nord du Pech de Foix, la vallée de l'Alses et, plus à l'Est, le vallon de Pradières sont occupés par le Cénomanien. Celui-ci est représenté par une puissante formation de calcaires noduleux noirs, de marnes schisteuses grises, de grès et de conglomérats fins. Dans ces couches sont irrégulièrement disséminées une multitude de petites lentilles de calcaire corallien, le plus souvent bréchoïde, quelquefois subcompact. Je ne m'attarderai pas à décrire ici la faune, particulièrement riche, qui a permis de dater ce complexe et de l'attribuer avec certitude au Cénomanien¹. Sur la Feuille de Foix, il a été distingué des couches cénomaniennes un affleurement sénonien dans la partie orientale du vallon de Pradières, à l'Est de Jean Ram. Je crois, au contraire, et c'est aussi l'opinion de Carez [91, IV, pl. XXIV], que la totalité de l'affleurement doit être rapportée au Cénomanien. Dans toute l'étendue du vallon de Pradières les formations ont même faciès et partout elles m'ont fourni des Orbitolines. Ces fossiles se rencontrent dans les marnes et rien ne permet d'affirmer qu'ils sont remaniés. On peut donc admettre que toutes les couches du vallon de Pradières appartiennent au Cénomanien.

La discordance du Cénomanien explique en particulier la variabilité des penchages que l'on peut observer sur la bordure méridionale de l'affleurement de Pradières, où les bancs de grès et de brèches, d'ailleurs toujours très redressés, plongent tantôt vers le Nord, tantôt vers le Sud. Par leur allure les couches cénomaniennes manifestent leur individualité vis à vis des couches plus anciennes, sur lesquelles elles reposent. *C'est en tunnel, par-dessous le Cénomanien de Pradières, que l'Urgonien du Pech de Foix se relie à celui du Pech de l'Herm.*

La terminaison occidentale du Pech de l'Herm confirme pleinement l'interprétation que je donne ici de l'affleurement cénomanien de Pradières. Les calcaires urgoniens et les dolomies jurassiques du Pech de l'Herm s'ennoient manifestement sous les grès et les marnes cénomaniennes qui, ayant vers le Nord une extension plus grande que ne l'indique la Feuille de Foix, enveloppent complètement cette terminaison périantyclinale. En effet, les marnes à intercalations calcaires et les brèches à Orbitolines du Cénomanien se poursuivent sur la rive gauche de l'Alses, au Nord de Pradières, jusqu'à la métairie de Sers ; puis, tournant à l'Est et suivant en contre-bas la crête urgonienne du Pech de l'Herm, ces couches forment une étroite bande qui passe à la cote 528 et file dans la direction de Cayre. Jusqu'à l'approche du vallon de la Tuilerie, l'affleu-

¹ Le Cénomanien de Pradières a été signalé pour la première fois par Roussel [263], qui le découvrit à Laborie au-dessus de la couche verte albienne et étudia son extension dans tout le vallon de Pradières et sur toute la bordure du chaînon du Pech de Foix. Dès 1886, Roussel, qui avait observé l'allure discordante de cette formation par rapport à son substratum, s'exprime en ces termes : « *Il existe au Pech de Foix une formation cénomaniennne dont la puissance est parfois comparable à celle du conglomérat de Camarade et dont l'assise inférieure est constituée par un calcaire à silex qui recouvre parfois transgressivement le jurassique* ».

La formation ainsi reconnue et caractérisée fit, par la suite, l'objet de nombreuses études des géologues ariégeois. Je renvoie aux descriptions très détaillées qu'en ont donné Roussel [266, 271, p. 172], de Lacvivier [188, p. 173], Carez [91, IV, p. 2217].

rement cénomanien s'appuie vers le Nord sur le Crétacé supérieur, lui-même légèrement renversé au Nord ; mais au delà, le Cénomanien quitte la bordure du chaînon du Pech de Foix, pour monter, en un repli synclinal très aigu, sur la série antécénomaniennne du Pech. Dans le vallon de la Tuilerie, les marnes, les grès, les brèches et les calcaires coralliens du Cénomanien se présentent déjà comme une langue synclinale reposant sur les terrains plus anciens ; ils sont pincés entre deux barres rocheuses, l'une de calcaires urgoniens, au Sud, l'autre de dolomies jurassiques, au Nord. Plus à l'Ouest, dans le vallon situé au Sud de Cayre, les couches cénomaniennes se perdent en hauteur sur les calcaires urgoniens. La disposition de ce petit diverticule de l'affleurement de Pradières et surtout l'allure de sa terminaison apportent une nouvelle confirmation à notre interprétation de l'affleurement de Pradières comme un synclinal.

L'affleurement cénomanien de Vernajoul (fig. 42, coupe 1). — L'affleurement cénomanien de Pradières se poursuit sur la rive gauche de l'Ariège. Au Nord des calcaires urgoniens du flanc septentrional de l'Anticlinal du Saint-Sauveur et d'un Gault très incertain¹, les couches cénomaniennes affleurent le long de la route de Vernajoul à Baulou jusqu'en face de la ferme de Sarda-le-Fort. Quoiqu'en partie masquées par des alluvions ou par la végétation, elles sont par endroits très bien caractérisées et leur attribution au Cénomanien est de longue date². Ce sont des marnes, des grès et des lentilles de calcaires coralliens, où Roussel a trouvé toute une faune cénomaniennne, surtout représentée par des Oursins. A ces couches cénomaniennes font suite vers le Nord celles du Crétacé supérieur, qui s'enfoncent sous la crête éocène de la chaîne du Plantaurel.

Le lambeau éocène de Baulou (pl. VII, coupe 24). — Depuis le Nord de Sarda-le-Fort jusqu'au delà de Chartauzel, sur une longueur d'environ 6 kilomètres, le lambeau éocène de Baulou interrompt, de la façon la plus inattendue, la régularité de la succession ascendante des couches qui, plus à l'Est, était continue depuis l'axe liasique du Saint-Sauveur jusqu'à la crête du Plantaurel et au poudingue de Palassou.

Du fait de sa situation très aberrante, le lambeau éocène de Baulou constitue une véritable énigme pour les anciens auteurs, si bien que ses formations avaient été primitivement rapportées au Crétacé supérieur par Mussy [237] et même au Crétacé inférieur par Seignette [283]. C'est à de Lacvivier que revient le mérite d'avoir précisé leur âge par la découverte de fossiles [188, p. 274]. La situation tectonique du lambeau éocène de Baulou restait toutefois difficile à expliquer et Carez fournit plus tard des interprétations qu'il reconnaissait lui-même « peu satisfaisantes » [91, IV, p. 2535 ; 98, p. 67].

¹ L'état des affleurements ne permet guère d'affirmer l'existence d'une bande albienne de quelque continuité. Il est cependant à signaler que plusieurs auteurs, notamment de Lacvivier, ont cru pouvoir distinguer, entre l'Urgo-Aptien et le Cénomanien, une mince assise marneuse à rapporter à l'Albien. De Lacvivier y aurait trouvé *Puzosia Mayoriana*, ammonite de la couche verte de Laborie.

² Voir notamment : Roussel [264, p. 613, 268], de Lacvivier [253, p. 538 ; 188, p. 147].

J'en viens à l'exposé de mes observations personnelles relatives au lambeau de Baulou.

Large d'environ 700 mètres, le compartiment tertiaire de Baulou, qui s'intercale au milieu de la série secondaire, révèle une disposition synclinale. Les deux flancs du pli sont constitués par des calcaires à Miliolidés du Thanétien, comportant quelques intercalations marneuses ; son axe montre, le long de la dépression suivie par le chemin de fer de Foix à Saint-Girons, les couches sparnaciennes, formées d'alternances de marnes et de calcaires marneux à Alvéolines et à *Ostrea uncifera*.

Le lambeau d'Eocène marin de Baulou est en contact anormal sur tout son pourtour, sauf toutefois vers son extrémité orientale.

Suivant un tracé à peu près rectiligne, par Chartauzel, Garrapel, Clarac et la Tuilerie de la Grange, le flanc nord du Synclinal de Baulou chevauche directement les marnes sénoniennes, par un contact qui plonge de 80° vers le SW.

Sur sa bordure méridionale, le lambeau de Baulou recoupe obliquement tous les terrains secondaires antécénomaniens du flanc nord de l'Anticlinal du Saint-Sauveur, jusqu'à l'axe triasique du pli. Vers l'extrémité occidentale de l'affleurement tertiaire, à l'Ouest de Serny, les calcaires thanétiens subverticaux butent, sur leur bordure méridionale, en discordance tectonique complète, contre une série secondaire renversée, celle de Cadarcet, dont ils recoupent obliquement les divers termes. Du NW au SE, se montrent en effet successivement au contact des calcaires à Miliolidés, les dolomies jurassiques sur la route de Baulou à Cadarcet, puis le Lias moyen fossilifère, le Lias inférieur, les marnes rhétiennes, enfin, dans la tranchée du chemin de fer, les marnes irisées du Keuper. Au delà vers le SE, les calcaires à Miliolidés se poursuivent dans la direction du couvent de Carol ; toujours en contact avec le Trias, ils traversent le vallon et remontent au Sud de l'ancienne église et de l'école de Baulou. Au Nord de la cote 649, le Trias disparaît suivant le contact des couches secondaires et des couches tertiaires qui, plus loin vers le SE, recoupe obliquement la série ascendante du flanc nord de l'Anticlinal du Saint-Sauveur depuis le Rhétien jusqu'à l'Urgo-Aptien. Au niveau de Fantas, les calcaires urgoniens s'appuient directement vers le Nord sur les calcaires thanétiens (pl. VII, coupe 24).

A l'Est de Fantas, la terminaison orientale du lambeau de Baulou offre une disposition périsynclinale régulière. En effet, lorsque, au delà de Labouche, les calcaires thanétiens se terminent en hauteur vers l'Est, on voit réapparaître sous ces calcaires, en bandes régulières, les couches du Crétacé supérieur, qui étaient étirées sur les deux bords de l'affleurement tertiaire. Sous les calcaires à Miliolidés les argiles rouges montiennes et les calcaires lithographiques daniens apparaissent déjà au Nord de la Tuilerie de la Grange¹. On peut obser-

¹ Ce fait a été signalé par de Lacvivier [188, p. 275], qui avait même découvert sur le bord nord du lambeau de Baulou un autre affleurement de marnes garumniennes et de calcaires lithographiques, plus occidental, situé au Nord de Serny. Il est intéressant de constater ainsi l'existence de témoins discontinus des couches étirées.

ver les mêmes couches dans la tranchée de la voie ferrée au NE de Labouche. Au delà vers l'Est, les calcaires thanétiens se terminent en hauteur au Sud du ruisseau qui descend à l'Ariège. Des bandes régulières de couches montiennes, daniennes et maestrichtiennes, reposant à leur base sur les marnes sénoniennes, enveloppant la terminaison des calcaires thanétiens, coupent la route de Foix au Nord de l'affleurement cénomanien de Sarda-le-Fort et s'étirent vers l'Ouest sur la bordure septentrionale du Saint-Sauveur. *La terminaison orientale du lambeau de Baulou est donc une terminaison périclinal.*

Cette terminaison révèle la disposition synclinal de tout l'affleurement tertiaire ; mais ce n'est que suivant le méridien de Labouche que l'on peut observer un pli régulier. Partout ailleurs, les couches tertiaires du Synclinal de Baulou sont séparées des terrains environnants par des cassures très importantes, mais toujours assez redressées. Sur sa bordure méridionale, le lambeau de Baulou est chevauché par l'Anticlinal du Saint-Sauveur, suivant un contact dans lequel sont étirés aussi bien le Céno-manien, entre ses affleurements de Vernajoul et de Garrodoumeng, que tout le Crétacé supérieur. Quant à l'obliquité des couches secondaires du Pech Saint-Sauveur par rapport à la trace de cet accident, elle trouve son explication dans l'existence de phénomènes de plissements antécénomaniens. De même, dans le flanc septentrional du Synclinal de Baulou, la poussée a déterminé le chevauchement vers le Nord des calcaires thanétiens et la suppression, entre ceux-ci et les marnes sénoniennes qu'ils chevauchent directement, de toutes les couches intermédiaires. Ces étirements considérables sont dus aux mêmes phénomènes mécaniques qui ont déterminé le déversement au Nord du Synclinal de Baulou, comme celui de l'Anticlinal du Pech de Foix et comme le renversement de Cadarcet. La disposition révélée par le lambeau éocène de Baulou s'explique ainsi parfaitement.

Le lambeau de Baulou correspond à un repli synclinal qui affecte les couches éocènes à leur retombée au Sud du Plantaurel. Ce repli, limité par des cassures, est pincé dans le Crétacé supérieur sous-pyrénéen, immédiatement en avant de l'Anticlinal du Saint-Sauveur.

Le lambeau éocène de Baulou est complètement isolé au milieu des couches secondaires. On peut cependant le situer sur une sorte de ressaut méridional du Plantaurel, sur une ride synclinal des terrains sous-pyrénéens qui s'étend sur une grande longueur en avant du chaînon du Pech de Foix et de la couverture secondaire de l'Arize. En effet, dans le prolongement occidental du lambeau de Baulou, les couches éocènes apparaissent à nouveau, au-dessus du Crétacé supérieur, au Sud du Mas d'Azil et elles se développent au delà vers l'Ouest, en un vaste affleurement, dans l'axe du Synclinal de Mauvezin. De même, je crois trouver, à l'Est de la vallée de l'Ariège, après une interruption des couches tertiaires sur une quinzaine de kilomètres, l'amorce du repli synclinal de Baulou au Sud d'Ilhat, dans le petit mamelon 650, où l'on voit se terminer sur la rive gauche du Douctouyre le Synclinal de Raissac.

Le lambeau éocène de Baulou m'apparaît ainsi comme un témoin conservé

sur une bande synclinale reliant le Synclinal de Raissac au Synclinal de Mauvezin.

Conclusions relatives au chaînon du Pech de Foix. — A la suite de l'analyse détaillée qui précède, le chaînon du Pech de Foix nous apparaît comme un complexe anticlinal affectant la couverture secondaire du Massif de l'Arize. Ses rapports avec l'Arize ne s'observent que sur la rive gauche de l'Ariège, tandis que sur la rive droite, au delà de l'extrémité orientale du Massif de l'Arize, le chaînon se poursuit, en un repli frontal, au Nord du socle hercynien du Saint-Barthélemy, dont il reste séparé par le Synclinorium de Nalzen, celui-ci étant déjà amorcé, à l'Ouest de l'Ariège, par le Synclinal du Bastié.

Le trait essentiel de la structure du chaînon du Pech de Foix tient à la *dualité tectonique* résultant de sa constitution complexe, à laquelle contribuent, d'une part, des terrains antérieurs au Cénomaniens et, d'autre part, une couverture cénomaniens discordante.

Avec l'allure particulièrement simple des terrains cénomaniens contraste la complexité des accidents antécénomaniens. Le chaînon est constitué par un certain nombre de plis antécénomaniens obliques à sa direction générale : Synclinal du Rocher de Caralp, Anticlinal du Pech Saint-Sauveur et du Pech de Foix, Synclinal de Pradières, Anticlinal de Leychert et de Péreille, Synclinal des Monges, Anticlinal de Baragne. Ces plis se relaient de l'Ouest à l'Est et ils viennent successivement se terminer obliquement, tant sur la bordure septentrionale que sur la bordure méridionale du chaînon, contre la limite du Cénomaniens et du Crétacé supérieur. Les plis antécénomaniens du chaînon du Pech de Foix sont très aigus ; sujets à des étirements considérables, ils passent souvent à des plis-faille. Le complexe témoigne ainsi, par sa structure, de l'action d'une serrée violente dans un matériel souple qui a cependant cassé par endroits.

D'une manière générale, le *jeu des plissements antécénomaniens* explique parfaitement les accidents de la bordure du chaînon du Pech de Foix, aussi bien les discordances angulaires que l'on peut y observer que l'obliquité d'ensemble des plis antécénomaniens par rapport à cette bordure. Cependant, le Pech de Foix, surélevé au milieu du Crétacé qui l'entoure, a pu localement se déverser vers l'extérieur, réalisant ainsi une structure à double déversement. Mais cette dernière disposition n'est toutefois qu'accidentelle.

Ainsi que le prouve, d'une manière indiscutable, son magnifique ennoyage vers l'Est sous la voûte nummulitique de Péreille, le chaînon du Pech de Foix est enraciné en avant des Massifs du Saint-Barthélemy et de l'Arize. Tout l'ensemble du chaînon du Pech de Foix, solidaire du Massif de l'Arize, s'enfonce vers l'Est sous les terrains tertiaires de Lavelanet. Il se présente donc dans le cœur d'une voûte du même genre que celle de Dreuilhe, dans laquelle n'affleure aucun terrain antérieur au Crétacé supérieur. Or, ainsi que le faisait récemment remarquer M. Jacob [466, p. 397], dans le prolongement de l'Anticlinal de Dreuilhe se place le Dôme de Puivert et dans le prolongement de celui-ci surgit l'Anticlinal du Cardou, branche méridionale du Mouthoumet.

La situation du chaînon du Pech de Foix, de l'Anticlinal de Dreuilhe, du Dôme de Puivert, plis ou complexes de plis crevés dans le Crétacé supérieur et le Tertiaire de Lavelanet et inégalement décapés par l'érosion, n'est pas différente de celle des anticlinaux de l'extrémité occidentale du Mouthoumet sous leur revêtement discordant. Ainsi, par voie de continuité, le Massif du Mouthoumet s'incorpore à l'édifice pyrénéen. On conçoit aisément combien cette vue précise le sens tout à fait local que l'on doit donner au terme de pays sous-pyrénéen. Il n'y a pas, à proprement parler d'avant-pays pyrénéen, puisqu'au milieu de celui-ci crèvent encore des affleurements des terrains nord-pyrénéens, ou même de leur tréfonds hercynien, dans des saillies anticlinales plus ou moins importantes.

II. — LA COUVERTURE SECONDAIRE ANTÉCÉNOMANIENNE DU MASSIF DE L'ARIZE A L'OUEST DE BAULOU; LE PAYS DU SÉROU

A. — LE RENVERSEMENT DE CADARCET

A l'Ouest du méridien de Baulou, en même temps que le pli synclinal du Rocher de Caralp se perd en hauteur vers l'Ouest, le flanc nord de l'Anticlinal du Saint-Sauveur, qui, depuis Sarda-le-Fort, s'était étiré au contact du lambeau éocène de Baulou, se reconstitue complètement. L'axe triasique du pli du Saint-Sauveur s'ennoie avant d'atteindre Cadarcet et la couverture secondaire antécénomanienne du Massif de l'Arize se trouve alors représentée, sur la bordure septentrionale de celui-ci, par une série régulière de couches, dont la succession est ascendante du Sud vers le Nord. La disposition, tendant vers le renversement au Nord du front du massif ancien sur sa couverture secondaire, renversement que nous avons vu s'amorcer déjà à Saint-Martin-de-Caralp, s'exagère plus à l'Ouest, si bien qu'au Sud de Cadarcet le front du Massif de l'Arize arrive localement à chevaucher, suivant un plan qui plonge de 45° vers le Sud, son revêtement posthercynien. Le renversement a gagné les couches secondaires dans leur ensemble, c'est-à-dire, non seulement la couverture secondaire antécénomanienne, mais aussi le Cénomanien qui, dans le prolongement de l'affleurement de Vernajoul, réapparaît vers Garrodoumeng, au delà de la terminaison occidentale du lambeau éocène de Baulou ¹.

¹ Le fait du renversement de la série secondaire à Cadarcet a été signalé par de Lacvivier [188, p. 144-149, fig. 20] et confirmé par Hébert [253, p. 660] et par Carez [91, IV, p. 2385]. Plus tard, M. Léon Bertrand figurait cependant à Cadarcet une série plongeant au Nord [46]. J'ai, à nouveau, en 1924 [100, p. 249, fig. 1], rappelé l'attention sur la disposition ainsi localement réalisée sur la bordure septentrionale du Massif de l'Arize.

Une coupe (fig. 45, coupe I), relevée au méridien de Cadarcet, montre, dans le fond du vallon qui court à l'Ouest de la métairie du Coffre, un contact très redressé, mais plongeant encore au Nord, des schistes houillers du Massif de l'Arize et de leur revêtement posthercynien. Celui-ci offre, du Sud au Nord, jusqu'au Cénomanién et au Crétacé supérieur sous-pyrénéen, la succession suivante :

1. — schistes, psammites et grès rouges du Permo-Trias ;
2. — calcaires jaunâtres dolomitiques (Muschelkalk) et marnes irisées (Keuper) du Trias.

Le Permien et le Trias, à sa base, plongent au Nord ; mais, plus haut, les couches triasiques se redressent ; puis elles se couchent au Nord sur les termes plus élevés de la série, qui sont les suivants :

3. — marnes schisteuses et calcaires en plaquettes du Rhétien. Ces couches, assez bouleversées, sous lesquelles s'ennoie, au Sud du Château de Ponnosou, le noyau triasique du pli du Saint-Sauveur, montrent, tout le long de la tranchée du chemin de fer, des plongements de 45° vers le Sud.

4. — dolomies et calcaires du Lias inférieur ¹ ;
5. — calcaires jaunes du Lias moyen ;
6. — calcaires jaunes à *Hildoceras bifrons* du Toarcien ;
7. — dolomies jurassiques ;
8. — couche de bauxite, d'une quinzaine de mètres de puissance, montrant de beaux affleurements au Nord de Pérazan, sur la crête de Coumoloup ;
9. — calcaires urgoniens à *Toucasia* ;
10. — calcaires noduleux et schistes noirs de l'Albien ².

L'Albien est suivi au Nord par une étroite bande de couches cénomaniennes, marnes, grès, brèches calcaires à *Orbitolina concava*, dont il sera question dans le paragraphe relatif à la couverture cénomaniénne de la bordure septentrionale de l'Arize. Il est à remarquer que le Cénomanién plonge au Sud comme les couches plus anciennes, sans que l'on puisse ici discerner, au moins d'une manière nette, une discordance angulaire entre l'Albien et le Cénomanién.

Le plan de contact du front de l'Arize et de la couverture posthercynienne du massif, que la coupe qui vient d'être analysée nous montre plongeant vers le Nord, est sujet à de rapides variations d'inclinaison. C'est ainsi que, 800 mètres à peine à l'Ouest du vallon du Coffre, dans celui qui court à l'Ouest de Coumeil-

¹ M. Dubar [128, p. 45] signale, au milieu des calcaires hettangiens, une couche verdâtre de tuf éruptif calcaire et pyriteux, d'une épaisseur de 1 m. 50. C'est une formation qui prend un grand développement plus à l'Ouest.

² La Feuille de Pamiers au 1/80.000 n'indique pas cet affleurement albien. Cependant les fossiles recueillis dans ces couches paraissent justifier leur attribution à l'Albien. De Lacvivier [188, p. 148] a recueilli à Preussance, métairie située au NE de Garrodoumeng, *Nautilus Glementinus* dans les calcaires noduleux qui correspondent à la couche à Nautilus de Laborie et de Pradières. Sous cette couche se trouve à Preussance un niveau à Oursins. Ce dernier niveau, qui disparaît au SW de Preussance, vers Garrodoumeng, où se poursuit par contre la couche à Nautilus, a été attribué par Hébert au Gault certain.

les, le même contact est renversé vers le Nord. Comme lui, plongent au Sud, s'enfonçant sous les schistes houillers de l'Arize, les grès et les schistes permians, les calcaires du Muschelkalk et les marnes irisées du Keuper (fig. 45, coupe II). De la sorte, est localement réalisée, sur la bordure septentrionale du Massif de l'Arize, *une disposition en flanc inverse complet*, tout à fait comparable à celle que nous avons reconnue au Nord du Massif du Saint-Barthélemy.

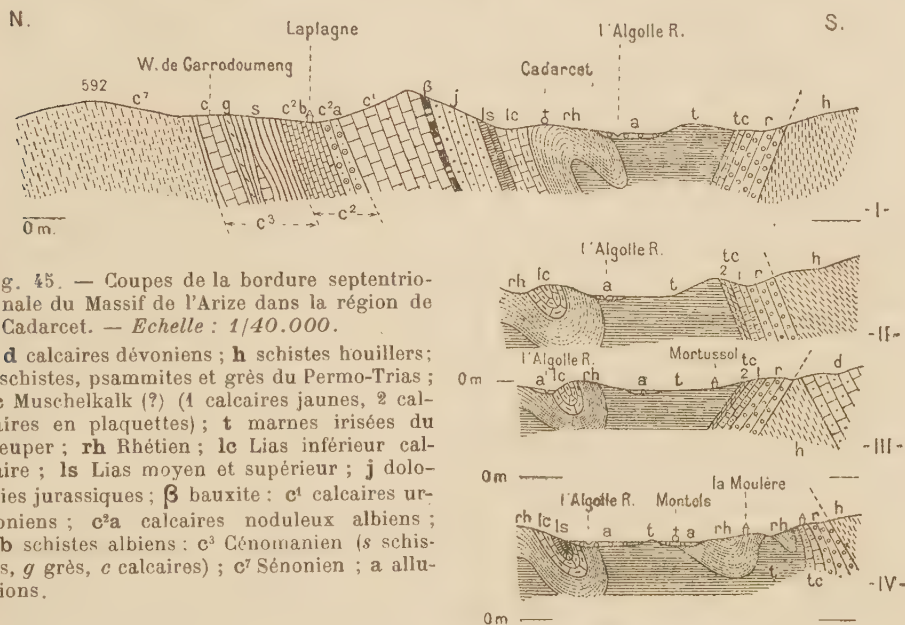


Fig. 45. — Coupes de la bordure septentrionale du Massif de l'Arize dans la région de Cadarcet. — Echelle : 1/40.000.

d calcaires dévoniens ; **h** schistes houillers ; **r** schistes, psammites et grès du Permo-Trias ; **tc** Muschelkalk (?) (1 calcaires jaunes, 2 calcaires en plaquettes) ; **t** marnes irisées du Keuper ; **rh** Rhétien ; **lc** Lias inférieur calcaire ; **ls** Lias moyen et supérieur ; **j** dolomies jurassiques ; **β** bauxite ; **c'** calcaires urgoniens ; **c'a** calcaires noduleux albiens ; **c'b** schistes albiens ; **c³** Cénomanien (**s** schistes, **g** grès, **c** calcaires) ; **c⁷** Sénonien ; **a** alluvions.

Le renversement de la série secondaire, ici chevauchée par le front de l'Arize, demeure-t-il plus à l'Ouest ?

Je considérerai successivement l'inclinaison du contact frontal de l'Arize et le pendage d'ensemble du revêtement secondaire du massif.

Correspondant à une surface très ondulée, le plan de contact des terrains primaires de l'Arize et des couches posthercyniennes montre encore sur plusieurs kilomètres, à l'Ouest de Cadarcet, des renversements locaux.

Dans le vallon qui court au Sud de Mortussol (fig. 45, coupe III), les grès permio-triasiques plongent de 75° vers le Nord ; ils reposent sur les schistes et les lydiennes du Houiller à pendages 45° Sud et supportent le Trias. Celui-ci comporte toujours à sa base un Muschelkalk (calcaires jaunâtres, calcaires caverneux, calcaires en plaquettes) bien caractérisé, qui plonge, lui aussi, vers le Nord et ce n'est qu'au Nord de Mortussol que les argiles du Keuper, puis, au-dessus, tous les terrains plus récents, sont affectés par le renversement d'ensemble de la série secondaire.

A peine 800 mètres plus à l'Ouest, au Sud de Montels, le vallon de la Moulère montre à nouveau, comme celui de Coumeilles, un chevauchement, suivant un

plan qui plonge de 45° vers le Sud, des schistes houillers sur la série posthercynienne, qui est renversée depuis ses termes inférieurs, le Permo-Trias, le Muschelkalk et le Keuper (fig. 45, coupe IV).

Ce n'est qu'au delà, vers l'Ouest, que le contact de l'Arize et de sa couverture secondaire se redresse définitivement, pour plonger ensuite vers le Nord d'une façon constante. Cette dernière disposition s'observe sur la route de Naudy à Alzen, de même que dans la vallée de l'Arize en aval de Nescus.

Le même régime, c'est-à-dire le plongement vers le Nord du front de l'Arize et la superposition des couches posthercyniennes, que celles-ci comportent ou non du Permo-Trias à leur base, sur les terrains primaires du massif ancien, est la règle plus à l'Ouest, sur toute la bordure septentrionale du Massif de l'Arize, jusqu'à la vallée du Salat. Ainsi, le chevauchement du front de l'Arize sur les couches secondaires du Pays du Sérou est un accident tout à fait localisé. On ne peut l'observer que sur quelques coupes privilégiées, relevées au Sud de Cadarcet.

Indépendamment de l'inclinaison de son contact avec le Massif de l'Arize, la série secondaire, renversée au méridien de Cadarcet, garde-t-elle plus à l'Ouest la même disposition ?

A l'Ouest de Cadarcet, la série secondaire, toutefois accidentée par un petit repli synclinal, affecte une disposition comparable à celle révélée par la coupe de Cadarcet et elle se montre encore renversée au Nord. La colline qui s'allonge en direction E-W, au delà de l'église de Cadarcet, montre, au-dessus des marnes rhétiennes, un repli synclinal de Lias inférieur isoclinalement couché à 45° vers le Nord (fig. 45, coupe II). Au delà du vallon plus septentrional, dans le thalweg duquel crève une voûte rhétienne, la série secondaire, toujours renversée, montre une succession régulière comportant le Lias inférieur, le Lias moyen et supérieur, la dolomie jurassique, la bauxite, l'Urgo-Aptien, enfin l'Albien de las Fajanes, lui-même renversé sur les couches cénomaniennes.

Une coupe plus occidentale, relevée au Nord de Montels, montrerait encore le renversement au Nord de toute la série, tandis que le synclinal secondaire ébauché à l'église de Cadarcet s'y complète à son sommet, dans la butte 434, ainsi que dans les collines du Nord de Naudy, par du Lias moyen (fig. 45, coupe IV).

Le renversement subsiste au méridien d'Unjat, où, sous l'église de cette localité, les calcaires charinouthiens plongent au Sud et reposent sur la dolomie jurassique. Mais, au delà vers l'Ouest, on assiste à un redressement progressif des couches (pl. VII, coupe 26), qui vers Suzan, 2 kilomètres plus loin, ont à nouveau repris leur disposition normale.

De même que le chevauchement du front de l'Arize, le renversement de sa couverture secondaire est un accident tout à fait local. Sur le méridien de Labastide-de-Sérou la série secondaire est déjà redressée et elle repose, à sa base, sur les terrains primaires du Massif de l'Arize.

B. — LE PAYS DU SÉROU A L'OUEST DU MÉRIDIEN DE SUZAN

En même temps qu'elle se redresse vers l'Ouest dans la direction de Suzan, la série secondaire, d'allure simple à Cadarcet, est affectée plus à l'Ouest par des replis fort accusés. Une ride anticlinale, dont l'axe se surélève dès Suzan, court, en direction E-W, non loin de la limite septentrionale des couches antécénomaniennes. Le pli subit dans son tracé plusieurs surélévations d'axe : une première vers Laquère (à 3 km. à l'WNW de Suzan), une seconde vers Carrère (à 2 km. à l'Ouest de la vallée de l'Arize), une troisième, enfin, auprès de Seille (au Nord d'Audinac). J'appellerai ce pli l'*Anticlinal de Laquère, de Carrère et de Seille*. Au Sud de cette ride s'allonge la *bande synclinale de Roquebrune et d'Audinac*, dans laquelle sont reployés les termes supérieurs de la série secondaire antécénomanienne. Enfin, plus au Sud, toute la région déprimée de Labastide-de-Sérou, de Castelnau-Durban et de Rimont est occupée par le Lias, le Rhétien, le Trias et le Permo-Trias, qui prolongent les mêmes couches rencontrées au Sud de Cadarcet et se relèvent vers le Sud sur les terrains primaires du Massif de l'Arize.

La structure propre du Pays du Sérou à l'Ouest de Suzan ne fera pas ici l'objet d'une analyse détaillée, qui n'aurait guère qu'un intérêt cartographique. J'analyserai, par contre, plus longuement ses bordures méridionale et septentrionale, afin d'établir les relations structurales de ce vaste affleurement de terrains secondaires antécénomaniens, d'une part, avec le Massif de l'Arize vers le Sud, d'autre part, avec la Zone cénomaniennne vers le Nord.

J'étudierai successivement :

- 1° la bordure méridionale du Pays du Sérou ; le contact de ses couches posthercyniennes avec les terrains primaires du Massif de l'Arize ;
- 2° la bande synclinale de Roquebrune et d'Audinac ;
- 3° la bordure septentrionale du Pays du Sérou ; l'Anticlinal de Laquère, de Carrère et de Seille.

1° La bordure méridionale du Pays du Sérou ; le contact de ses couches posthercyniennes avec les terrains primaires du Massif de l'Arize

La bordure méridionale du Pays du Sérou fournit matière à des observations intéressantes relatives à deux ordres de questions, d'une part, à la constitution des couches de base de la série posthercynienne, d'autre part, à l'allure du contact de celles-ci et des terrains primaires du Massif de l'Arize. J'analyserai tout d'abord les particularités qu'offre la composition stratigraphique des couches permienues, triasiques et liasiques.

Les coulées de mélaphyres permien au Sud de Labastide-de-Sérou. — Les grès, les psammites et les poudingues rouges à galets quartzeux du Permo-Trias montrent çà et là, au Sud de Labastide-de-Sérou, quelques pointements des mêmes roches basaltiques que celles situées au même niveau dans les Pyrénées de l'Aude (Niort, Mazuby, Sainte-Colombe ¹) et dans le Pays basque (Massif de la Rhune). Le fait est connu depuis longtemps ; il a été signalé en 1915 [73] par Caralp qui avait découvert, sur les hauteurs de Bargnac et des Andreaux, quelques affleurements de mélaphyres. Récemment, M. Duffour [432] retrouvait les mêmes roches plus à l'Ouest, dans le vallon du Rainet et j'ai pu, moi-même, suivre leur extension jusqu'au chemin de Sourre, où elles affleurent en face de la métairie de Fies. En ce point, la coulée, subhorizontale comme les couches encaissantes, est recouverte par des assises schisteuses rouges, elles-mêmes surmontées par les calcaires de Sourre qui paraissent bien occuper, sous les marnes irisées du Keuper, la place du Muschelkalk. Au delà du chemin de Sourre, je ne connais plus aucun pointement de mélaphyres dans la bande permienne qui se poursuit, sur la bordure du Massif de l'Arize, jusqu'à la vallée du Salat.

La composition du Trias de la couverture de l'Arize ; l'existence probable du Muschelkalk. — Le terme de Muschelkalk vient d'être prononcé à plusieurs reprises. En effet, toutes les coupes complètes du Trias que l'on peut relever sur la bordure septentrionale du Massif de l'Arize montrent, sous les marnes irisées du Keuper, entre celles-ci et les grès et poudingues rouges du Permo-Trias, un niveau, toujours bien caractérisé, de calcaires dolomitiques, de calcaires gris et de calcaires à rognons siliceux. Jacquot [469, 470] n'hésita pas à y reconnaître le Muschelkalk et cet auteur, attribuant par ailleurs au « Grès bigarré » les premières assises gréseuses rouges sous-jacentes, trouvait ainsi dans l'Ariège les trois termes classiques du Trias. Cette opinion, qui fut aussi celle de de Lacvivier [488, p. 76] et de Caralp [72], n'est, il faut bien le dire, appuyée par aucun argument paléontologique ². On doit, cependant, remarquer que les formations calcaires et dolomitiques dont il est question, occupent d'une manière constante, à la base des marnes irisées gypsifères et injectées d'ophite du Keuper, la place du Muschelkalk. Par contre, la distinction du Grès bigarré paraît illusoire et le terme de Permo-Trias, employé volontiers par les géologues pyrénéens, indique bien la difficulté qu'il y a à distinguer la base de la série triasique au sein de la puissante masse des formations détritiques qui débute avec le Permien.

Les affleurements calcaires, intercalés entre les marnes irisées et les grès permo-triasiques et que l'on peut donc, semble-t-il, attribuer au Muschelkalk, se poursuivent sur toute la bordure septentrionale du Massif de l'Arize depuis Cadarcet jusqu'à la vallée du Salat. J'analyserai plus particulièrement deux coupes, où ces calcaires montrent un beau développement.

¹ Voir p. 463.

² Les couches calcaires n'ont donné que des restes d'Encrines qui ne fournissent aucune précision stratigraphique.

Coupe du Trias au Sud de Rimont. — Au Sud de Rimont, aussi bien dans la tranchée de la route qui suit la rive droite du Baup que dans le lit de ce ruisseau, suivi depuis le moulin de la Ruère jusqu'en face de l'entrée du tunnel de Rimont, on peut analyser une succession parfaitement régulière de couches permienues et triasiques, plongeant d'environ 45° vers le Nord et reposant en discordance sur les schistes houillers redressés à la verticale, à savoir :

1° des poudingues rouges à galets quartzux, des grès, des schistes et des psammites rouges du Permo-Trias ;

2° des calcaires dolomitiques jaunes. Par place bréchoïdes, ces couches emballent des paquets de schistes et des silex anguleux.

3° des alternances de marnes gris verdâtre et de petits bancs calcaires ou cargneuliques ;

4° des calcaires gris compact en gros bancs et des calcaires plus finement lités riches en zones silicifiées ;

5° les marnes irisées rouges et vertes du Keuper, dans lesquelles surgit, plus au Nord, le vaste massif d'ophite de Rimont.

Dans cette succession, qui, contrairement à ce qu'indique la Feuille de Foix ¹, est certainement régulière, les couches 2, 3 et 4 occupent, entre le Keuper et le Permo-Trias, la place du Muschelkalk.

A l'Ouest de la vallée du Baup, les mêmes couches calcaires et dolomitiques se poursuivent, au-dessus des grès permo-triasiques, en une série d'affleurements étroits et discontinus.

Localement masquée au Nord de Basset par les alluvions du Baup, la bande de Muschelkalk recoupe, au delà vers l'Ouest, la route de Rimont à Pujol ; elle y est représentée par la succession des mêmes assises que dans le thalweg du Baup ; c'est-à-dire, du Nord au Sud : des dolomies, des calcaires compacts gris et des calcaires à rognons siliceux. Ces couches sont intercalées entre l'ophite d'Ourlao, au Nord, et les grès permo-triasiques de Pujol, au Sud.

Dans la même situation, toujours entre le Keuper ophitique et le Permo-Trias, la bande calcaire coupe, au delà vers l'Ouest, les crêtes de Fajaou, de Sirgouant et de Brouil ; puis elle s'étire avant d'atteindre le vallon qui court à l'Ouest de cette dernière localité. Elle n'est pas représentée, non plus, au Sud de la Caou, où les schistes rouges permienues plongent de 45° vers le Nord et s'enfoncent directement sous l'ophite.

Après un nouveau petit affleurement au Nord de Pailliés, les calcaires du Muschelkalk s'étirent une fois de plus, si bien que l'on observe, 100 mètres au Sud des maisons de Picaret, le contact direct du Permo-Trias et de l'ophite. La bande calcaire réapparaît à l'Ouest de Laquay, passe sous la ferme de la Goutte, coupe, au delà, le ruisseau de Téoulé sous la maison la plus méridionale de ce hameau et, plongeant toujours de 45° vers le Nord, atteint le thal-

¹ La Feuille de Foix attribue au Lias inférieur la bande calcaire qui occupe la place du Muschelkalk et indique, de ce fait, sur le front du Massif de l'Arize, dans la succession des couches posthercyniennes une discontinuité qui est infirmée par toutes les observations que j'ai pu faire personnellement.

weg du ruisseau de Hounta, dans lequel elle s'étire. Les calcaires affleurent à nouveau au Sud de la ferme du Coch ; ils se poursuivent jusqu'au vallon plus occidental, celui de Navarrot, où une belle coupe permet d'analyser en détail la succession des couches triasiques.

Coupe du Trias dans le vallon de Navarrot, au SW de Baliar. — A 2 kilomètres à peine de la vallée du Salat, au méridien d'Audinac, le vallon de Navarrot recoupe, au-dessus des schistes houillers verticaux, une série de couches plongeant de 45° au Nord et comportant du Sud vers le Nord :

- 1° les poudingues, les grès, les schistes et psammites lie-de-vin du Permo-Trias ;
- 2° des calcaires gris ;
- 3° des alternances de calcaires dolomitiques et de marnes noires et vertes ;
- 4° des calcaires lités ;
- 5° des schistes et des calcaires noirs bitumineux, des cargneules ;
- 6° les marnes irisées ;
- 7° l'ophite de Saint-Martin.

Plus à l'Ouest, les calcaires triasiques disparaissent sous les alluvions anciennes du plateau de Bouche, au delà desquelles l'affleurement calcaire de la butte de Sammura paraît bien indiquer leur prolongement jusqu'à la vallée du Salat ¹.

Que conclure, en l'absence de tout document paléontologique, sinon que sur toute la bordure septentrionale du Massif de l'Arize le Trias montre, sous les marnes irisées et les ophites du Keuper, un niveau de calcaires et de dolomies qui paraît bien représenter le *Muschelkalk*.

L'ophite de Rimont et le tuf ophitique de Ségalas. — A l'Ouest de Castelnau-Durban, dans la région de Rimont, du Sud de Lescure et jusqu'à l'extrémité occidentale du Massif de l'Arizè, les affleurements d'ophite prennent un grand développement au milieu des marnes irisées du Keuper. L'*ophite de Rimont*, étudiée par M. Lacroix [477, 478], est, d'après cet auteur, une labradorite à structure ophitique contenant un peu d'olivine et renfermant un résidu vitreux. Des blocs de la même roche, rapportée par M. Lacroix au magma ophitique, sont contenus dans les tufs éruptifs que Roussel [271, p. 263] et de Lacvivier ont, depuis longtemps, reconnus dans la région de Ségalas. L'extension des affleurements de tufs a été récemment étudiée par M. Dubar ². Le tuf apparaît aux abords de Cadarcet, où sa puissance est faible (6 mètres au tunnel de Naudy) ; il atteint, plus à l'Ouest, 70 mètres près de Ségalas, sur les bords de l'Artillac, et montre encore un beau développement entre Castelnau-Durban et Rimont ; puis il diminue peu à peu d'épaisseur et n'est guère plus

¹ Voir (p. 399) la coupe de la vallée du Salat entre Saint-Lizier et Eycheil.

² Je renvoie, pour la composition minéralogique des tufs de Ségalas, à la note de M. Lacroix [477] et, pour ce qui concerne leur âge, à la thèse de M. Dubar [428, p. 45 et suiv., fig. 44].

reconnaissable à l'Ouest de Lescure. Les *tufs ophitiques de Ségalas*¹ sont constitués par des projections volcaniques de labradorites. On y observe une quantité considérable de blocs projetés : scories, laves et bombes volcaniques à noyau calcaire. M. Lacroix a montré que les plus cristallines des laves projetées ont « une grande analogie de composition minéralogique et de structure » avec les ophites de Rimont. Roussel et de Lacvivier avaient parfaitement reconnu que le tuf de Ségalas, antérieur à la brèche calcaire du Lias inférieur, repose sur les calcaires à *Avicula contorta*. M. Lacroix a d'ailleurs trouvé dans le tuf des blocs de quartzites contenant ce fossile. Les tufs de Ségalas appartiennent à la base de l'Hettangien ; ils surmontent les couches rhétiennes, sous lesquelles une faible épaisseur de marnes irisées du Keuper recouvrent l'ophite. L'ophite de Rimont, que ses affleurements montrent d'ailleurs toujours liée au Keuper, et dont des fragments se rencontrent dans les tufs de Ségalas, s'est certainement mise en place avant le Lias.

Le contact du Massif de l'Arize et de sa couverture posthercynienne depuis Labastide-de-Sérou jusqu'à la vallée du Salat. — Reprenons, sur la bordure méridionale du Pays du Sérou, l'étude du contact des couches posthercyniennes et des terrains primaires du Massif de l'Arize, contact déjà suivi par nous (p. 344) jusqu'à la vallée de l'Arize.

A l'Ouest de la vallée de l'Arize et jusqu'à celle du Salat, la bordure septentrionale du Massif de l'Arize montre la superposition aux terrains primaires d'une couverture posthercynienne qui débute par du Permo-Trias et dont les divers termes plongent régulièrement vers le Nord.

J'analyserai plusieurs coupes qui, comme celles précédemment étudiées (p. 347) au sujet de la composition du Trias, mettent cette disposition parfaitement en évidence.

Dans la vallée de l'Arize en aval de Nescus, le Permo-Trias, dont le tracé des contours² souligne l'allure discordante, repose sur les schistes houillers. Les couches permo-triasiques, ici constituées par des poudingues grossiers à galets quartzeux et à ciment ferrugineux, admettant des intercalations lenticulaires d'oxyde de fer, plongent vers le Nord et s'enfoncent dans cette direction sous le Trias.

Au coude qu'elle fait pour traverser le vallon qui court à l'Est du château de Larbont, la route de Labastide à Larbont montre, de même, la superposition aux schistes houillers peu inclinés, plongeant de 30° vers le Sud, des schistes, des grès et des poudingues permo-triasiques à pendages 45° Nord, eux-mêmes surmontés en concordance par les calcaires dolomitiques jaunâtres du Muschelkalk et par les marnes irisées du Keuper (pl. VII, coupe 26).

Plus à l'Ouest, le Permo-Trias et le Trias disparaissent localement à la base de

¹ Des couches de tufs, à rapporter vraisemblablement au même horizon, ont été récemment découvertes dans les Pyrénées occidentales. Voir à ce sujet M. Dubar [428], M. Lamare [498], Viennot [256, p. 566].

² Voir pl. IX.

la série posthercynienne, si bien qu'au Sud de la cote 435 les dolomies dévonien-
nes du massif primaire sont directement recouvertes par les assises rhétiennes.
Très vite, avant le hameau des Atiels, les couches étirées apparaissent à nou-
veau. Sur les dolomies dévonien-
nes à pendages Sud, qui supportent les maisons
des Atiels, reposent des schistes et des grès rouges, suivis plus au Nord par le
Trias gypseux.

Au Sud de Castelnau-Durban, le contact des calcaires dévoniens et de leur
revêtement est masqué par les alluvions de l'Artillac ; mais, dès que ce contact
est à nouveau visible sur la rive gauche de la rivière, son allure témoigne d'un
même régime. Au Sud de Feillet, le Permo-Trias remonte presque jusqu'à la
crête de Micou (pl. VII, coupe 27) ; il recouvre en discordance les plis hercy-
niens affectant le Houiller et le Dévonien et, plongeant de 45°, s'enfonce vers le
Nord sous le Trias de Feillet.

Après un étirement local, les couches permo-triasiques se poursuivent au Sud
de Rimont, en une large bande dont la disposition reste la même, comme le
montre très bien la coupe de la vallée du Baup. Au delà vers l'Ouest, la
coupe de la route de Rimont à Pujol reproduit la précédente : sur les schistes
houillers de Sargoueil et de la Bartolle reposent en discordance les poudingues
grossiers de Pujol ; ceux-ci plongent au Nord sous des grès rouges surmontés
par une étroite barre de calcaires à silex, de calcaires gris compacts et de dolo-
mies (Muschelkalk), qui supportent l'ophite triasique de la butte d'Ourlao.

Jusqu'à la vallée du Salat, les mêmes couches (poudingues, grès et schistes
rouges permo-triasiques, calcaires et dolomies du Muschelkalk, marnes irisées
et ophite) se présentent, sur la bordure septentrionale des schistes houillers du
Massif de l'Arize, en bandes se succédant régulièrement et plongeant d'environ
45° vers le Nord (pl. VII, coupes 28 et 29). La superposition des couches posther-
cyniennes aux terrains primaires est visible dans toutes les coupes de détail
que l'on peut relever et la discordance hercynienne s'y révèle d'autant mieux
que, sous le Permo-Trias à pendages Nord oscillant entre 45° et 30°, les schistes
houillers sont très redressés et, par place même, plongent vers le Sud. Le
régime est invariable jusqu'à la vallée du Salat, où le Permo-Trias d'Herré
recouvre en discordance les schistes de Mondette. Tout au plus, peut-on signaler,
en outre des étirements locaux des calcaires de la base du Trias, la suppression
des couches permo-triasiques au Sud d'Hounta, où, sur 200 à 300 mètres,
l'ophite repose directement sur les schistes houillers.

Ainsi, du méridien de Labastide-de-Sérou jusqu'à la vallée du Salat, la série
secondaire qui constitue le Pays du Sérou représente la couverture régulière du
Massif de l'Arize. Ce fait est démontré aussi bien par la superposition de cette
série posthercynienne aux terrains primaires du massif, superposition effecti-
vement contrôlable sur une vingtaine de kilomètres, que par l'allure transgres-
sive du Permo-Trias sur le socle ancien et par les relations constantes de ce
terrain avec le Trias, qui, vers le Nord, lui succède toujours régulièrement.
D'ailleurs, l'étude de l'extrémité occidentale du Massif de l'Arize nous fournira

(p. 394) un dernier argument, en nous montrant une splendide terminaison périanticiinale du massif, qui s'enneio vers l'Ouest sous sa couverture de terrains secondaires ¹.

2° La bande synclinale de Roquebrune et d'Audinac

Le repli synclinal de Roquebrune et d'Audinac s'amorce, au Sud de Suzan, dans une étroite bande de dolomies jurassiques. Celle-ci s'élargit rapidement vers l'Ouest, en même temps qu'elle s'approfondit et qu'apparaissent, suivant son axe, des calcaires urgoniens et des marnes albiennes, d'abord, au Nord de Durban et de Rimont, dans le *Synclinal de Roquebrune*, puis, après l'étroit couloir de dolomies de Lescure, dans le *Synclinal d'Audinac*.

Le Synclinal de Roquebrune. — Dans sa partie orientale, entre Suzan et Ordax, le Synclinal de Roquebrune, très étroit, montre, entre les couches liasiques de l'Anticlinal de Laquère et celles de Labastide-de-Sérou, du Moulin de la Turère et du Moulin de Vic, une bande de dolomies du Dogger, sur lesquelles reposent, généralement par l'intermédiaire d'un cordon de bauxite, des lambeaux isolés de calcaires urgoniens. Deux d'entre eux sont situés respectivement au NW d'Antuzan et à l'Est de Brouzenac ; deux autres, de taille plus restreinte, au Nord du Moulin de Vic ². Au NE du hameau d'Ordax apparaît, coiffant les dolomies, une bande urgonienne qui oblique tout de suite vers l'WSW, coupe la vallée de l'Arize en aval de Durban et, atteignant une largeur moyenne de 3 kilomètres, se poursuit au delà jusqu'aux abords de la route de Rimont à Clermont, où les calcaires urgoniens se terminent en hauteur sur les dolomies jurassiques de Capel dans plusieurs digitations synclinales. La cuvette constituée par ces calcaires urgoniens, assez aiguë dans sa partie orientale, plus plate au Nord de Rimont, se montre partout symétrique. Elle est remplie par une puissante série de marnes schisteuses ³ renfermant une faune du Gault bien caractérisée. Les couches albiennes sont déjà représentées sur la rive droite de l'Arize en une étroite bande qui court au Nord de la crête urgonienne

¹ On ne saurait donc, en aucune façon, accepter l'interprétation de la Feuille de Foix, ni même la manière de voir de Carez. Ce dernier auteur, comme plus anciennement Magnan [229], traçait sur le front du Saint-Barthélemy et sur celui de l'Arize une faille, dite faille de Castelnau-Durban, continue depuis Montferrier jusqu'à la vallée du Salat. Tout en reconnaissant l'enracinement du Massif de l'Arize, Carez poursuivait le tracé de cette faille autour de la terminaison orientale du massif pour la raccorder à la faille du Col de Port [91, IV, p. 2570 ; 98, p. 68].

² J'ai dû apporter dans ce secteur d'assez importantes modifications aux contours de la Feuille de Pamiers. Sur la rive droite de la vallée de l'Arize, la dolomie jurassique montre, au Nord du Moulin de Vic, une extension bien plus grande que ne l'indique la Carte, tandis que le Lias n'y est représenté qu'en bordure de la rivière. De part et d'autre du chemin d'Ordax à Brouzenac, qui est entièrement tracé sur les dolomies jurassiques, j'ai trouvé deux petits lambeaux synclinaux de calcaires urgoniens avec un cordon de base constitué par de la bauxite et avec des intercalations schisteuses dans lesquelles abondent des Orbitolines.

³ On peut consulter notamment les listes fournies par de Lacvivier [188, p. 135], Roussel [274, p. 153 ; 264, p. 616], Carez [91, IV, p. 2125].

portant les ruines du Château de Saint-Barthélemy (pl. VII, coupe 27). Sur la rive gauche de l'Arize, l'affleurement albien, beaucoup plus large, s'étend entre deux bandes urgoniennes, celle de Marillac et de Ouer-de-Louve, au Nord, celle du Pleich et de Marret, au Sud ; il est interrompu suivant son axe par une barre calcaire passant par la métairie de Roquebrune.

Quel est l'âge de la bande calcaire de Roquebrune ? — Tout en reconnaissant qu'il n'y avait jamais trouvé de fossiles caractéristiques [91, IV, p. 2217, Carez l'attribuait au Cénomanien et figurait sur la Feuille de Pamiers une barre isolée reposant sur les marnes albiennes¹. Sur la Feuille de Foix, le prolongement de la barre calcaire n'est pas indiqué. Personnellement, je crois que la barre de Roquebrune appartient à l'Urgo-Aptien. J'ai pu, en effet, observer qu'elle se relie sans aucune discontinuité avec la bordure urgonienne de la cuvette vers les deux extrémités de celle-ci. Vers l'ENE les calcaires de Roquebrune se poursuivent en une bande continue formant la crête de Bonne, au Nord de Lescalé ; au delà, en enveloppant les marnes albiennes qui reposent sur eux, ils se relient à la bande de Marillac. De même, dans la direction de l'WSW, les calcaires de Roquebrune passent sur la Feuille de Foix ; ils traversent, à l'Ouest de Palété, un profond vallon dans lequel coule un affluent de l'Arize et se poursuivent par Grillou et Sourroque, pour s'unir au large affleurement de calcaires urgoniens que traverse la route de Clermont à Rimont. Les plongements des couches albiennes au contact de la barre calcaire indiquent encore sa disposition anticlinale. J'interprète donc la bande calcaire de Roquebrune comme due à un repli anticlinal du fond urgonien de la cuvette albienne. Ce repli décompose le Synclinal de Roquebrune en deux synclinaux secondaires.

Le Synclinal d'Audinac. — Dans le prolongement occidental du Synclinal de Roquebrune se poursuit, au Sud de Lescure, une étroite bande de dolomies jurassiques (pl. VII, coupe 28) ; celle-ci passe, plus à l'Ouest, à la direction du NW et s'allonge, entre deux replis anticlinaux indiqués par des bandes liasiques², qui sont, au Nord, l'*Anticlinal de Seille* et, au Sud, l'*Anticlinal de Bergerat*. L'affleurement de dolomies jurassiques s'élargit, en même temps que dans son

¹ Roussel [264, p. 616 ; 271, p. 192] cite quelques fossiles cénomaniens, en particulier des Echinides, recueillis dans la région de Roquebrune. Je pense que ces fossiles proviennent de petits lambeaux cénomaniens conservés à l'état de témoins discordants sur les couches plus anciennes. De Lacvivier [188, p. 181, fig. 21] a, lui aussi, signalé au Nord de Durban, sur le revers méridional du sommet 583, un petit lambeau de conglomérats cénomaniens reposant en discordance complète sur les marnes albiennes.

² Relativement à la constitution des couches liasiques des Anticlinaux de Seille et de Bergerat et de toute la bordure méridionale du Synclinal de Roquebrune, on consultera utilement la thèse de M. Dubar [128, p. 89 et suiv., p. 139 et suiv., p. 189 et suiv.]. Le fait le plus important consiste dans la présence du Toarcien et de l'Aalénien, qui manquent dans des parages plus orientaux. M. Dubar signale que le Toarcien (calcaires oolithiques à *Hildoceras bifrons* et marnes noires feuilletées) se montre localement à Cadarcet et ne paraît définitivement qu'aux abords de la vallée de l'Arize. L'Aalénien (grès calcaréo-marneux noirs à *Gryphaea sublobata*) n'est connu que dans les environs immédiats de Saint-Girons.

axe apparaît, au delà de Noailles, un vaste affleurement de calcaires urgoniens, surmontés au Nord d'Audinac par le lambeau de marnes albiennes d'Hajole ¹ (pl. VII, coupe 29). Le *Synclinal d'Audinac* est légèrement dissymétrique, son flanc nord étant plus redressé que son flanc méridional; il se termine par surélévation de son axe au NW d'Hajole, où les calcaires urgoniens du sommet 638 se perdent en hauteur au-dessus des dolomies jurassiques, sur lesquelles ils reposent par l'intermédiaire d'une couche discontinue de bauxite.

3° La bordure septentrionale du Pays du Sérour; l'Anticlinal de Laquère, de Carrère et de Seille

Le noyau anticlinal de Laquère. — A l'Est de Suzan apparaît, au milieu des dolomies jurassiques, un affleurement de marnes et de calcaires marneux fossilifères ² du Lias moyen. Il jalonne l'axe d'un anticlinal dont le noyau triasique affleure au voisinage de la ferme de Laquère, située entre Aron et Aillères. L'anticlinal est couché vers le Nord. Accidenté, aux abords d'Aron (pl. VII, coupe 26), de replis secondaires et montrant, par place, sous les couches du Lias moyen, les calcaires rubanés, les brèches et les calcaires dolomitiques du Lias inférieur, il est dirigé d'abord vers le NW, c'est-à-dire obliquement à la limite méridionale de la Zone cénomaniennne qui est ici orientée E-W. Celle-ci coupe successivement au Nord d'Aron les divers termes du flanc inverse du pli considéré, jusqu'à ses calcaires liasiques. Cette dernière disposition est réalisée au Sud de Rivemale, où les calcaires du Lias inférieur occupent les pentes septentrionales du sommet 654, au-dessus du vallon de Rivemale, dans lequel affleurent les couches cénomaniennes qui plongent de 45° vers le Sud. Avant d'atteindre, plus à l'Ouest, le chemin de Faux, on voit apparaître le noyau triasique de l'Anticlinal de Laquère, dont le flanc inverse n'est toujours représenté que par une étroite barre de Lias inférieur (fig. 46, coupe III).

Au delà vers l'Ouest, l'axe du pli de Laquère, maintenant dirigé E-W, reste toujours à une faible distance de la limite du Cénomanienn. Son noyau triasique coupe la vallée du ruisseau de Cassagnes; il se poursuit dans le vallon de Laquère, traverse le vallon du Nord de Brouzenac et ne s'ennoe qu'au NW de Barères. Le Trias est représenté par des argiles bariolées, des marnes rouges et vertes, quelques pointements d'ophite de taille minuscule. Le flanc normal du pli est toujours très épais, exempt d'étirements; il montre, au-dessus de calcaires en plaquettes et de marnes rhétiennes, parfaitement reconnaissables dans le vallon de Laquère, les couches du Lias et du Jurassique, plongeant de 45° vers

¹ Les marnes d'Hajole ont fourni quantité de fossiles de l'Aptien supérieur et de l'Albien dont les listes abondent dans la littérature géologique pyrénéenne. Je renvoie aux listes dressées par Magnan [227], Hébert [253, p. 632], de Lacvivier [188, p. 152], Roussel [264, p. 617; 271, p. 283], Carez [91, IV, p. 2130].

² Voir dans la thèse de M. Dubar [128, p. 138] la coupe relevée sur la route de Suzan au Lacqué.

le Sud. Le flanc inverse, qui chevauche toujours vers le Nord les couches céno-
maniennes, reste étroit et sujet à des étirements considérables ; mais il se
complète à son sommet. C'est ainsi qu'il est représenté, au Nord du vallon de
Laquère, par une étroite barre de calcaires urgoniens, dont la bordure méridio-

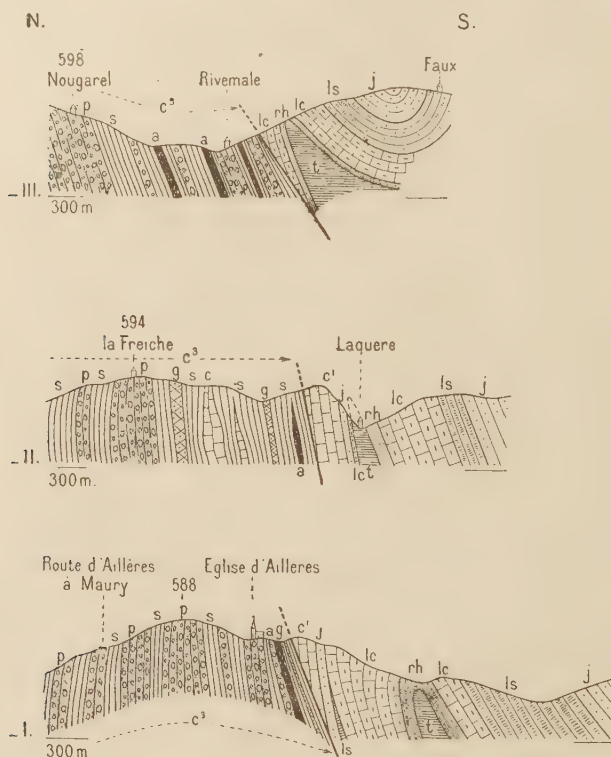


Fig. 46. — Trois coupes de l'Anticlinal de Laquère et du bord méridional
de la Zone céno-manienne. — Echelle : 1/25.000.

N. B. — Les trois coupes ont été rapprochées. Les coupes 1 et 2 sont distantes de
1800 mètres, les coupes 2 et 3 de 1100 mètres.

t Trias ; rh Rhétien ; lc Lias inférieur calcaire ; ls Lias moyen ; j dolomies jurassiques ;
c' calcaires urgoniens ; c³ Cénomanien (s schistes, g grès, p poudingues, a poudingues
permien et argiles triasiques emballées stratigraphiquement dans le Cénomanien).

nale, en contact direct avec le Trias, montre encore, par place, des témoins des
couches étirées, calcaires liasiques et dolomies jurassiques (fig. 46, coupe II).

La disposition est la même dans le vallon de Barères, qui recoupe du Nord vers
le Sud :

- 1° le Cénomanien, plongeant de 45° au Sud ;
- 2° les calcaires urgoniens, à pendages 75° Sud ;
- 3° les argiles triasiques ;

- 4° les calcaires du Lias inférieur ;
- 5° les calcaires marneux du Lias moyen, fossilifères sous la grange de Barères ;
- 6° les dolomies jurassiques.

Plus à l'Ouest encore, le noyau triasique de l'anticlinal, après avoir été masqué, au Sud de Tézaut et de la Rivière, par les bois et les champs, ou, peut-être même, ennoyé localement sous les calcaires liasiques, est encore visible, enveloppé de marnes rhétiennes, dans une sorte de boutonnière très exiguë à l'Est de Lanougrasso, à 200 mètres à peine de la route d'Aillères (fig. 46, coupe I). Cette même coupe révèle la reconstitution complète du flanc inverse, toujours couché vers le Nord sur la Zone cénomaniennne ¹. La bande urgonienne du Nord de Barères, après un étirement sur plusieurs centaines de mètres, reparait au Sud de Tézaut et, formant une petite crête calcaire continue au Sud d'un vallon occupé par les marnes et les poudingues cénomaniens, se poursuit sous la métairie de la Rivière et jusqu'à la route d'Aillères qu'elle atteint au Sud de l'église de ce village. Les calcaires urgoniens sont suivis vers le Sud par des bandes très étirées de dolomies jurassiques et de Lias moyen, qui précèdent le Lias inférieur. Les dolomies jurassiques ne montrent que des affleurements discontinus au Sud de la Rivière ; les marnes et les calcaires jaunâtres du Lias moyen forment, depuis le Sud de Tézaut jusqu'à la route d'Aillères, où ils sont très fossilifères et plongent de 45° vers le Sud, une bande continue. Le flanc inverse de l'Anticlinal de Laquère montre ainsi, au méridien d'Aillères, une série complète, au Nord de l'axe du pli, qui est jalonné par le petit affleurement de Rhétien et de Trias signalé plus haut à l'Ouest de Lanougrasso.

A l'Ouest de la route d'Aillères, le pli que nous suivons depuis Suzan, par Aron, Laquère et Lanougrasso, subit un abaissement axial. Le Lias inférieur de Lanougrasso plonge vers l'Ouest sous les couches du Lias moyen. En même temps, les termes les plus élevés du flanc inverse de ce pli disparaissent à nouveau entré Aillères et Sentenac, sur la bordure méridionale des couches cénomaniennes, qui sont alors directement chevauchées par le Lias moyen. Les dolomies jurassiques et les calcaires urgoniens, ces derniers surmontant une couche discontinue de bauxite, réapparaissent avant Canals et se poursuivent jusqu'à la vallée de l'Arize, cependant que, plus au Sud, au fond du vallon de Camp-Bataillé, sous les couches du Lias moyen qui prolongent celles de Pédaillères, surgissent les calcaires liasiques. Ils indiquent une nouvelle surélévation du pli, à la faveur de laquelle surgit, sur la rive gauche de l'Arize, le vaste affleurement triasique des Baydous et de Carrère.

Le noyau anticlinal de Carrère. — Dans la vallée de l'Arize, le pli que nous suivons n'est plus aussi nettement couché vers le Nord que dans la région d'Aillères et de Laquère ; il est seulement dissymétrique, son flanc nord,

¹ La Feuille de Pamiers au 1/80.000 donne une représentation trop schématique du flanc inverse du noyau anticlinal de Laquère. Les affleurements urgoniens de Tézaut et du Nord de Laquère y sont, en particulier, figurés d'une manière inexacte et leurs relations avec des dolomies jurassiques et des couches du Lias moyen ne sont pas indiquées.

d'ailleurs fort étroit, étant très redressé, tandis que son flanc sud est incliné à 45°. Les deux flancs de l'anticlinal sont complets sur la rive droite de l'Arize, où son noyau est constitué par des couches rhétiennes, ainsi que le révèle la coupe de la route de Durban au Mas d'Azil (pl. VII, coupe 27).

L'allure du pli est plus complexe à l'Ouest de l'Arize, où il se poursuit au Sud de la limite méridionale de la Zone cénomaniennne. Son axe y est d'abord indiqué par une étroite bande de marnes rhétiennes qui court jusqu'à la métairie des Baydous, puis, suivant la butte allongée en direction E-W qui porte la ferme de Carrère, par un large affleurement de couches triasiques et permien-nes. Les argiles bariolées du Keuper sont accompagnées de quelques pointements d'ophite, en particulier au Sud de Carrère, ainsi que dans le chemin des Baydous. Le Permien est représenté par des grès rouges et des poudingues rouges à galets quartzeux. Ces couches triasiques et permien-nes, très redressées, recoupent plusieurs fois le chemin qui descend à la route de Clermont et atteignent celle-ci en deux bandes séparées par la barre calcaire portant l'église de Clermont, l'une, au Nord, très étroite, l'autre, au Sud, beaucoup plus large; toutes deux s'ennoient immédiatement à l'Ouest de la route sous les couches plus récentes.

Dans le noyau anticlinal de Carrère le pli reste très aigu. Son flanc méridional montre bien quelques étirements locaux, en particulier celui des couches liasiques, qui ne sont représentées au Sud de Carrère et des Baydous que par quelques témoins discontinus conservés entre le Trias et le Dogger; mais c'est surtout son flanc nord qui, sujet à des étirements considérables, révèle une disposition complexe. Les calcaires urgoniens et les dolomies jurassiques de Canals se terminent, au Nord de Camp-Bataillé, contre la limite de la Zone cénomaniennne. Ils ne traversent pas la vallée de l'Arize, si bien que sur la rive gauche les calcaires liasiques des Baydous, sous lesquels un petit repli anticlinal de marnes rhétiennes est visible sur le bord de la route, à une centaine de mètres en aval du pont, viennent jusqu'au contact du Cénomanienn de Baluet et de Capès.

A l'Ouest des Baydous, les calcaires liasiques disparaissent à leur tour et c'est alors le Trias qui s'appuie vers le Nord sur les couches cénomaniennes renversées sous lui. Puis, suivant le contact du Trias et du Cénomanienn s'intercale à nouveau, au Nord de Carrère, une bande de calcaires à Orbitolines¹ que je crois devoir attribuer à l'Urgo-Aptien et considérer comme le prolongement occidental de la bande de Canals. Ces calcaires représentent ici, à eux seuls, le flanc nord de l'Anticlinal de Carrère. Très redressés et s'appuyant sur les couches cénomaniennes qui, elles, plongent de 75° vers le Sud, ils se poursuivent vers l'Ouest; ils traversent, au Sud du moulin du Milieu, la vallée suivie par la route de Clermont et remontent au delà sur la crête de Gardou, où ils se

¹ Les calcaires du Nord de Carrère, ainsi que ceux de l'église de Clermont, sont attribués à tort au Lias inférieur sur la feuille de Pamiers au 1 : 80.000, qui, de ce fait, donne de la terminaison occidentale de l'Anticlinal de Carrère une représentation inexacte.

mettent en continuité avec la bande calcaire plus méridionale de l'église de Clermont. Celle-ci, formée par des calcaires souvent bréchoïdes, m'a aussi fourni des Orbitolines ; elle est certainement aptienne. Verticale, elle repose partout directement sur le Trias. Il semble bien que les calcaires de l'église de Clermont correspondent à un ressaut méridional de la bande de Gardou et du Nord de Carrère. Le flanc nord de l'Anticlinal de Carrère aurait été refoulé du Nord au Sud par contre-poussée et reployé sur le noyau triasique du pli, avec suppres-

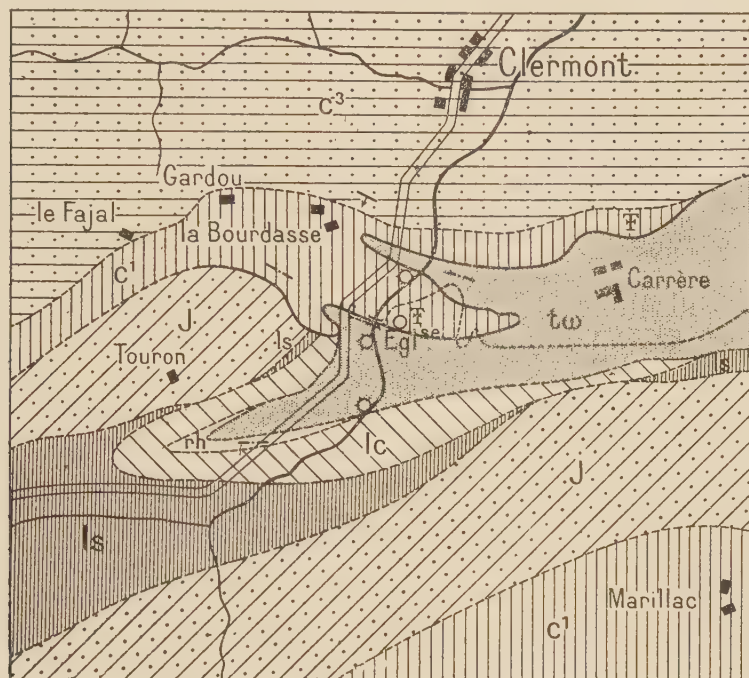


Fig. 47. — Carte de la terminaison occidentale du noyau anticlinal de Carrère.

Echelle : 1/12.500.

tw Trias et ophite (Les lambeaux discontinus de Permo-Trias n'ont pas été représentés) ; rh Rhétien ; lc Lias inférieur ; ls Lias moyen et supérieur ; J Jurassique moyen ; c¹ calcaires urgo-aptiens ; c³ Cénomanien.

sion par étirement de toutes les couches jurassiques. D'ailleurs, à l'Ouest de la vallée de Clermont, les calcaires urgoniens de Gardou se montrent au sommet d'une succession complète des termes secondaires plus anciens (fig. 47). Le flanc nord de l'Anticlinal de Carrère est alors entièrement reconstitué.

Aux abords de la route de Clermont, vers l'extrémité occidentale du noyau anticlinal de Carrère, l'affleurement triasique se morcelle en trois digitations. Les deux plus septentrionales, séparées par la barre calcaire de l'église de Clermont, s'enfoncent directement sous les calcaires urgoniens, la première à

l'aplomb de Gardou, la deuxième en face du pont de la Grange. Plus au Sud, la digitation principale du Trias de Carrère s'ennoie, en un repli très aigu, sous un enveloppement complet de cargneules et de marnes vertes rhétiennes, de calcaires du Lias inférieur, de marnes du Lias moyen, de dolomies jurassiques. A ces dernières succèdent régulièrement, dans le flanc nord du pli, les calcaires urgoniens de Gardou.

Le noyau anticlinal de Seille. — A l'Ouest de la vallée de Clermont, la ride anticlinale frontale du Pays du Sérou se poursuit au Nord des Synclinaux de Roquebrune et d'Audinac, à une faible distance de la limite méridionale de la Zone cénomaniennne. L'axe de l'anticlinal est d'abord orienté NE-SW et jalonné par le Lias moyen de Lafont et de la Goute. Au Nord de Lescure, le pli s'élargit et se subdivise (pl. VII, coupe 28). Les replis les plus septentrionaux, issus de ce morcellement, s'ennoient vers l'Ouest dans les environs de Montesquieu-Avantés. Les deux replis les plus méridionaux montrent au Nord de Lescure des affleurements de calcaires du Lias inférieur. Le dernier vers le Sud, qui surgit à Capet au milieu des digitations du Synclinal de Roquebrune, se dirige à l'WNW et se poursuit, au Nord du Synclinal d'Audinac, jusqu'à la route de Gabax. Dans le prolongement de l'affleurement du Nord de Lescure, le Lias inférieur se montre à nouveau dans le noyau anticlinal de Seille (pl. VII, coupe 29), depuis Miramont-d'en-Haut jusqu'à l'Ouest de la cote 667, où, ceinturé de Lias moyen et supérieur, il s'ennoie sous les dolomies jurassiques, par suite d'un abaissement d'axe du pli. Cet ennoyage transverse est, d'ailleurs, de faible étendue, et, au delà du méridien de Lara, l'accident anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan et de Bonrepaux, qui sera étudié plus loin (p. 401), indique le prolongement du même repli frontal de la couverture du Massif de l'Arize.

III. — LA ZONE CÉNOMANIENNE AU NORD DES MASSIFS DE L'ARIZE, DE MILHAS ET DE LA BAROUSSE

Dans le prolongement occidental du petit affleurement de Vernajoul précédemment signalé (p. 337), le Cénomanien forme, sur la bordure septentrionale du Massif de l'Arize, une longue bande qui se poursuit en direction E-W en avant de la couverture secondaire antécénomaniennne du massif. Le Cénomanien apparaît à Garrodoumeng, au NE de Cadarcet ; il forme d'abord, jusqu'à la vallée de l'Arize, une étroite bande qui n'excède pas 2 kilomètres de large ; puis, au delà vers l'Ouest, son affleurement s'élargit considérablement, atteint 7 kilomètres sur le méridien de Camarade, traverse la vallée du Salat et se poursuit, à travers toute la Feuille de Saint-Gaudens, au Nord des Massifs de

Milhas et de la Barousse ¹. Dans cette dernière région, les couches cénomaniennes sont en grande partie masquées par les formations du plateau de Lannemezan ; mais l'existence de nombreux pointements cénomaniens sous le manteau d'alluvions anciennes permet encore d'évaluer à près de 7 kilomètres la largeur de la zone où le Cénomaniens est représenté.

Carez [91, III, p. 1492 ; 91, IV, p. 2215 et 2567] a donné le nom de *Zone cénomaniennne* à toute cette bande allongée en direction E-W, où le Cénomaniens est le terrain dominant, presque exclusif, accompagné cependant de quelques pointements très limités de terrains primaires et de terrains secondaire plus récents.

J'analyserai d'abord en détail la Zone cénomaniennne, en la suivant de l'Est à l'Ouest, afin d'en étudier la constitution et la structure et de préciser, en même temps, la situation tectonique des massifs primaires qu'elle comporte. J'étudierai ensuite les bordures septentrionale et méridionale de l'affleurement cénomaniens et tâcherai d'établir, par la considération des contacts qui le limitent et le séparent du Crétacé supérieur des Petites Pyrénées, vers le Nord, et des couches antécénomaniennes du revêtement posthercynien de l'Arize, vers le Sud, quelle est sa situation tectonique. En même temps sera précisé le sens qu'il faut donner au terme de « zone » employé par Carez : zone tectonique ou seulement zone stratigraphique.

A. — LA CONSTITUTION DE LA ZONE CÉNOMANIENNE

AU NORD DES MASSIFS DE L'ARIZE, DE MILHAS ET DE LA BAROUSSE

Sur son affleurement long d'environ 75 kilomètres, depuis Garrodoumeng jusqu'à Lannemezan, à travers les Feuilles de Pamiers et de Saint-Gaudens, la Zone cénomaniennne est recoupée par les vallées transversales de l'Arize et du Salat. Cette division naturelle nous permettra d'y distinguer trois secteurs qui ont, d'ailleurs, des caractères différents. Le secteur intermédiaire, celui situé entre l'Arize et le Salat, est caractérisé par la fréquence et l'extension des pointements de roches primaires, qui sont, au contraire, exceptionnels dans les deux autres.

¹ La couverture secondaire antécénomaniennne des Massifs de Milhas et de la Barousse, qui, selon moi, est en continuité avec celle du Massif de l'Arize, sera étudiée dans un chapitre ultérieur (p. 387). J'analyse, au contraire, ici, en un seul bloc, la bordure cénomaniennne de ces massifs hercyniens, depuis le Nord de Cadarcet jusqu'à l'extrémité occidentale de la Feuille de Saint-Gaudens, où s'arrêtent mes observations personnelles.

I. — LA ZONE CÉNOMANIENNE ENTRE GARRODOUMENG ET LA VALLÉE DE L'ARIZE

Le Cénomanien de Garrodoumeng. — Dans le prolongement nord-ouest de l'affleurement de Vernajoul, le Cénomanien, qui était étiré d'une manière constante sur la bordure méridionale du lambeau tertiaire de Baulou, réapparaît à Garrodoumeng. Il forme d'abord une étroite bande renversée entre le Gault, au Sud, et le Crétacé supérieur, au Nord (fig. 45, coupe I). Caractérisé par l'absence de conglomérats grossiers, le Cénomanien de Garrodoumeng est représenté par des marnes schisteuses bleues, des bancs gréseux à *Orbitolina concava*, des microbrèches et des calcaires coralliens. Les calcaires, compacts ou bréchoïdes, se présentent en intercalations lenticulaires disséminées dans les marnes noires. Ils sont, par endroits, pétris de fossiles cénomaniens. Dans la région de Péléchou et de Fourné ils ont fourni des Caprinules ; vers Garrodoumeng et Preussance affleurent, au milieu des marnes, des lentilles calcaires pétries de Polypiers, de Spongiaires, de Brachiopodes, d'Orbitolines, de Milio-lidés, d'Algues calcaires. Une Huître ¹, *Alectryonia carinata*, y est très commune.

Le Cénomanien de Pla-de-la-Borde. — Une deuxième coupe de la Zone cénomanienne, relevée au Nord d'Aron, 6 kilomètres plus à l'Ouest, montre encore une succession de couches de nature très variée, toujours couchées au Nord. Ce sont des marnes, des schistes, des intercalations de grès et de calcaires ; mais les conglomérats grossiers y prennent aussi un grand développement. Les travaux d'aménagement d'une nouvelle route au Nord d'Aron permettent de relever une coupe très détaillée.

La route contourne sur ses pentes orientales le mamelon de Pla-de-la-Borde ; elle recoupe du Nord au Sud :

- 1^o les calcaires urgoniens ;
- 2^o des alternances de schistes, de marnes jaunâtres et de grès ;
- 3^o une lentille de calcaires à Mélobésiées ;
- 4^o des schistes et des microbrèches ;
- 5^o une formation conglomératique à éléments énormes. Dans une sorte de ciment, surtout constitué par des argiles triasiques remaniées, sont emballés des blocs peu roulés de grès permians, de calcaires liasiques et de calcaires urgoniens. Un bloc calcaire du Lias moyen, isolé au milieu des argiles bariolées, est pétri de coquilles de *Terebratula subpunctata*.
- 6^o de nouvelles alternances de grès, de schistes et de microbrèches ;
- 7^o une large barre calcaire, exploitée pour l'empierrement de la route, qui paraît bien correspondre à une intercalation lenticulaire de calcaire coralligène, quoiqu'elle ne m'ait pas fourni de fossiles permettant de la dater avec certitude ;

¹ La faune des calcaires cénomaniens de Garrodoumeng est depuis longtemps connue. Roussel [271, p. 491] a donné une liste des principales espèces qui y sont représentées. J'ai moi-même découvert de beaux matériaux, dont l'étude est en cours.

8° des schistes noirs, alternant avec des microbrèches à Orbitolines ;

9° une nouvelle intercalation de brèche sédimentaire à très gros éléments (blocs de calcaires secondaires, de grès rouges permien, lambeaux d'argiles triasiques) emballés dans un ciment lui-même très polygénique ;

10° un lambeau, de quelques mètres d'épaisseur, formé exclusivement d'argiles bariolées du Keuper, que je considère toutefois comme emballé stratigraphiquement dans le poudingue cénomanien ;

11° des schistes noirs et des microbrèches ;

12° un banc vertical, épais de 3 à 4 mètres, d'une brèche polygénique dont les éléments sont des schistes carburés du Gothlandien, des calcaires dévoniens, des quartzites houillers, des grès rouges permien, des argiles du Keuper, des blocs d'ophite ;

13° de nouveau, des couches beaucoup plus finement détritiques : alternances de schistes, de grès et de microbrèches ;

14° des schistes et des grès, présentant des intercalations de conglomérats grossiers, dont les éléments (blocs d'ophite et grès rouges) sont emballés dans des argiles triasiques ;

15° des grès et des poudingues quartzeux.

Cette coupe du Cénomanien est parfaitement comparable à celles analysées (p. 290) sur la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy. Aussi bien que celles-là, elle révèle les caractères troublés de la sédimentation cénomaniennne, donnant, à certains moments, naissance à des formations très grossièrement détritiques et pouvant, à d'autres époques, permettre la vie de récifs coralligènes.

Dans le prolongement oriental de la coupe qui vient d'être décrite, s'allongent jusqu'au Nord de Lasfites, au milieu des couches cénomaniennes, à 250 mètres de leur bordure méridionale, des traînées discontinues de sédiments rouges, constitués par des argiles bariolées du Trias, des psammites, des grès violacés et des poudingues du Permien. J'estime que ces couches se présentent dans la même situation que les intercalations de même nature recoupées à plusieurs reprises par la nouvelle route du Nord d'Aron. Ce sont des couches permien ou triasiques remaniées, emballées stratigraphiquement dans le Cénomanien et non des paquets exotiques surgissant de la profondeur dans des écailles anticlinales et injectant en quelque sorte le Cénomanien. Certes, lorsque le conglomérat est monogénique, lorsqu'il est formé exclusivement, soit de lambeaux remaniés d'argiles triasiques, soit de blocs de grès rouges permien, soit enfin de galets d'ophite, la confusion avec un véritable affleurement est possible ; mais le cas est rare. En général, si l'on suit en direction les couches, qui en certains points paraissent homogènes, on y voit apparaître ailleurs des éléments étrangers, qui mettent en évidence la nature remaniée de la formation. C'est ainsi que les splendides bancs de poudingues rouges, que l'on trouve sur la crête de la colline au Nord des maisons de Pla-de-la-Borde et qui ressemblent, à s'y méprendre, à des poudingues permien, sont interstratifiés avec des poudingues gris dont les éléments sont empruntés à des calcaires secondaires. Les poudingues rouges peuvent d'ailleurs comporter eux-mêmes par place quelques éléments gris, d'âge secondaire. Je signalerai enfin, et le fait est capital, que les

grès rouges grossiers renferment souvent des Orbitolines ; il ne fait donc aucun doute qu'ils représentent des couches permienues remaniées.

J'attribue, par conséquent, tous les affleurements de poudingues, de grès et d'argiles rouges de Pla-de-la-Borde et du Nord de Lasfites à des formations détritiques grossières du Cénomanién. Ces formations doivent leur nature très particulière à la contribution presque exclusive de roches triasiques ou permienues dans leur constitution.

Le Cénomanién de Rivemale et de la Freiche. — Le Cénomanién se poursuit à l'Ouest de Pla-de-la-Borde. Le sentier qui descend au Nord de l'église d'Aron recoupe, au milieu de marnes schisteuses, de grès et de conglomérats fins, des lambeaux de grès permienues et d'argiles rouges triasiques remaniées ; puis il atteint, vers le confluent des ravins de Rivemale et de Pla-de-la-Borde, des bancs de poudingues rouges et gris. Les mêmes couches rouges, d'origine permienne ou triasique, toujours emballées stratigraphiquement dans le Cénomanién, affleurent dans le ravin de Rivemale au voisinage de la ferme de ce nom (fig. 46, coupe III).

Dans le sentier de La Freiche, comme dans le vallon qui de cette localité descend vers l'Est, les couches cénomaniennes subverticales sont encore de nature très variée. Sur leur bordure méridionale, c'est-à-dire à leur base, on peut observer de nombreux affleurements lenticulaires d'argiles bariolées rouges et vertes et de grès rouges, qui s'allongent en direction au milieu des schistes et des grès cénomaniens, dans lesquels elles se fondent latéralement. Ces lambeaux de terrains triasiques et permienues alternent souvent avec des bancs de microbrèches à Orbitolines régulièrement interstratifiées ; d'autre part, ils emballent dans leur masse des blocs de terrains de tout âge, en particulier des calcaires urgoniens. Ces faits indiquent bien que nous sommes encore en présence d'intercalations stratigraphiques. Plus au Nord, le chemin de La Freiche recoupe une lentille de calcaire corallien, puis de puissantes formations de marnes, de microbrèches et de poudingues calcaires gris, ces derniers formant en particulier le sommet 594 (fig. 46, coupe II).

Au Nord de Tézaut, les poudingues cénomaniens sont presque exclusivement formés de blocs de quartzites, provenant sans doute du Houiller. Les conglomérats rouges sont ici beaucoup plus rares ; mais ils réapparaissent à Aillères.

Le Cénomanién d'Aillères. — La coupe du Cénomanién d'Aillères (fig. 46, coupe I) est facile à relever sur la route de Labastide-de-Sérou au Mas-d'Azil. Elle met encore en évidence la nature très variée des couches de cet âge.

Immédiatement au Nord d'une barre de calcaires urgoniens très redressés, le Cénomanién est représenté par des schistes et des conglomérats gréseux à Orbitolines, plongeant nettement au Sud. Dans le thalweg du vallon qui redescend à l'Est dans la direction de Tézaut, des argiles bariolées du Keuper et des poudingues rouges affleurent au milieu des schistes et des grès cénomaniens. Dans les poudingues les éléments permienues prédominent ; mais ils sont accompagnés de

blocs de calcaires secondaires. L'église d'Aillères est construite sur des poudingues rouges du même type¹, dont les bancs se poursuivent sur les pentes méridionales du mamelon 610. La crête du mamelon 610 et la colline sur laquelle est situé, au Nord d'Aillères, le Château de la Barbe sont occupées par des bancs verticaux de poudingues à éléments de calcaires gris clair. Plus au Nord, la route du Mas-d'Azil recoupe des poudingues gris à éléments parfaitement arrondis, toujours intercalés avec quelques rares horizons de grès et de schistes. Le ciment gréseux est généralement peu consistant, si bien que les éléments du poudingue s'isolent facilement ; ces derniers sont surtout des galets quartzeux et quartziteux, ou des blocs d'ophite qui peuvent atteindre jusqu'à 50 centimètres de diamètre, quelquefois des grès permien. Par contre, les éléments tendres y sont rares ; j'ai pu, cependant, observer quelques petits affleurements d'argiles bariolées au Nord du sommet 610. Vers le Nord, les conglomérats deviennent de moins en moins grossiers ; des schistes et des grès les remplacent et viennent, vers la limite du Cénomanien, en contact avec le Crétacé supérieur.

Le Cénomanien de la vallée de l'Arize et le petit affleurement permien de Saint-Alby. — Sur les deux rives de l'Arize, ainsi que dans la région

de Clermont, le Cénomanien est encore représenté par des schistes, des grès, des microbrèches et des conglomérats grossiers. Les lambeaux de couches triasiques et permienues emballées stratigraphiquement n'y font pas défaut.

Leur taille est très variable ; leur situation interstratifiée dans le Cénomanien est très nette. Je citerai plusieurs affleurements d'argiles bariolées sur la crête de Coumobero au Nord de la cote 526² ; des « paquets » des mêmes argiles, emballant des blocs de grès rouges permien intercalés au milieu de poudingues, de grès et de schistes cénomanien, sont

visibles au-dessous de Capès, en face du pont de Saint-Alby dans la tranchée de la route (fig. 48). Le sentier, qui suit la crête de Capès, recoupe lui-même,

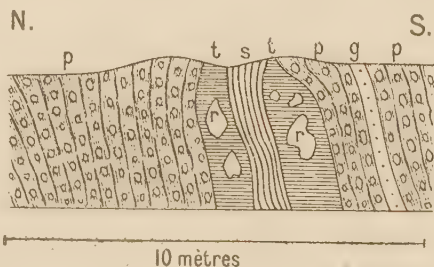


Fig. 48. — Coupe de détail du Cénomanien dans la tranchée de la route de Durban à Balança en face du vallon de Saint-Alby.

p poudingues cénomanien ; **s** schistes cénomanien ; **g** grès cénomanien ; **t** argiles triasiques emballées dans la formation ; **r** blocs de grès rouges permien.

¹ De Lacvivier [188, p. 480] signale dans ces poudingues des blocs roulés de granite.

² Je rappelle, seulement pour mémoire, l'opinion de Roussel qui attribuait au métamorphisme des ophites la couleur rouge des argiles, des grès et des poudingues, pour lui cénomanien et sans aucune relation, même originelle, avec le Trias [271, p. 191]. Roussel considérait aussi comme d'âge cénomanien le vaste affleurement triasique de Carrère et de la Grange.

dans le prolongement du petit affleurement de la tranchée de la route, une assez large bande d'argiles rouges, de blocs de grès permien et de blocs d'ophite.

A côté de ces couches triasiques et permienues remaniées par le Cénomanien, pointe déjà, sur la rive droite de l'Arize, dans le vallon de Saint-Alby, un petit affleurement de Permien. Le thalweg du vallon de Saint-Alby, qui redescend vers l'Ouest à l'Arize, est occupé, comme son versant méridional, par les grès, les schistes et les conglomérats cénomaniens. Mais les pentes qui surmontent le vallon vers le Nord, montrent des conglomérats quartzeux à ciment rouge, des grès violacés et des marnolithes rouge lie-de-vin du Permien. Ces couches, dont la disposition est très régulière et dans lesquelles je n'ai pu trouver aucun élément étranger, paraissent bien se présenter, ainsi que le croit Carez [91, IV, p. 1990 et 2588], au fond d'une boutonnière crevée dans la couverture cénomanienne. C'est là, je crois, un témoin du substratum stratigraphique du Cénomanien, sans doute ramené à la surface par d'énergiques plissements postcénomaniens.

Depuis Lasfites et Pla-de-la-Borde, les couches cénomaniennes nous ont montré, en de nombreux points, des conglomérats de base et la nature des éléments de ces conglomérats, qui, par place, sont presque exclusivement empruntés au Permien et au Trias, nous avait amené à penser qu'en ces lieux le Cénomanien reposait sur des couches permienues et triasiques. La taille souvent énorme des blocs emballés faisait, en même temps, supposer que le substratum du Cénomanien ne devait pas être très profond. Or, voici le substratum permien qui affleure à Saint-Alby. Tout autour de ce pointement, le conglomérat du Cénomanien montre en abondance, à sa base, des blocs de la roche sur laquelle il repose; plus haut, les blocs permienus deviennent plus rares; puis les conglomérats passent à des grès, qui alternent bientôt avec des schistes et des microbrèches. Le petit affleurement permien de Saint-Alby est le plus oriental de toute une série de pointements du substratum du Cénomanien ramenés à la surface, au Nord des Massifs de l'Arize et de Milhas, au milieu de la Zone cénomanienne. A Saint-Alby le socle hercynien n'affleure pas sous les couches permienues; plus à l'Ouest, entre la vallée de l'Arize et celle du Salat, il vient au jour en de nombreux et vastes pointements.

II. — LA ZONE CÉNOMANIENNE ENTRE LA VALLÉE DE L'ARIZE ET LA VALLÉE DU SALAT ¹

Sur la rive gauche de l'Arize, la Zone cénomanienne prend une extension considérable (pl. IX). Faisant une avancée très accusée vers le Nord, elle atteint plus de 7 kilomètres de large sur le méridien de Camarade; au delà vers l'Ouest, elle

¹ Dans tout le secteur compris entre la vallée de l'Arize et la vallée du Salat, la Zone cénomanienne a été étudiée en grand détail par M. R. Buxtorf [61]. Aussi ne l'ai-je parcourue que très rapidement. J'ai personnellement fort peu à ajouter aux observations précises de mon collègue et je me bornerai à rendre compte, dans la courte analyse qui suit, des conclusions de son étude.

s'amincit notablement entre Contrazy et Barjac ; après quoi, elle s'élargit à nouveau, jusqu'à la vallée du Salat qu'elle traverse au Sud de Salies. Les couches cénomaniennes présentent ici les mêmes caractères pétrographiques qu'à l'Est de l'Arize. Par contre, les affleurements de terrains exotiques, de terrains paléozoïques dans la grande majorité des cas, montrent un bien plus grand développement au milieu des couches cénomaniennes. Constituant de vastes massifs, les affleurements primaires s'alignent sur une longue trainée sensiblement parallèle au bord septentrional de la Zone cénomanienne. Des écaillés de terrains secondaires, les écaillés de Baup, les accompagnent au Sud de Lasserre, dans la région voisine de la vallée du Volp. Cet alignement de massifs primaires sépare une étroite bande frontale de couches cénomaniennes de leur affleurement principal beaucoup plus vaste. Nous pourrions ainsi distinguer, avec M. Buxtorf, trois sous-zones, qui s'allongent de l'Est à l'Ouest :

1° la sous-zone cénomanienne septentrionale ;

2° la sous-zone intermédiaire des massifs primaires et des écaillés de Baup ;

3° la sous-zone cénomanienne méridionale.

Étudions d'abord les deux sous-zones cénomaniennes proprement dites, que M. Buxtorf croit pouvoir caractériser par des faciès distincts [64, p. 80].

1. — La sous-zone cénomanienne septentrionale

Les couches cénomaniennes, qui forment l'étroite bande située au Nord des massifs primaires, sont surtout représentées par des marnes schisteuses de couleur gris clair, verdâtre ou rougeâtre et par des intercalations de psammites gris ou bruns ; les brèches grossières y sont rares.

Ces terrains, toujours très redressés, forment une étroite bande de 500 mètres à peine au Nord des massifs de Gausseran et de Cabanères. La bande cénomanienne passe à Contrazy ; puis elle est localement interrompue par les alluvions anciennes de Lasserre. Plus à l'Ouest, elle s'élargit et les couches qui la constituent, affectées de plissements de détail, viennent directement en contact vers le Sud avec le Cénomanien de faciès sud, qui débute par un conglomérat de base. A l'Ouest de la localité de Tarrabet, s'intercale à nouveau, suivant le contact des deux sous-zones cénomaniennes, un long affleurement primaire, le vaste massif de Betchat et de Bagert. Au Nord des terrains primaires les schistes cénomaniens, au milieu desquels affleurent, au Sud de Bédaille et au Nord de Belloc, des lentilles de Trias, se poursuivent en une étroite bande jusqu'au Sud de Fatet, où ils se terminent en biseau entre le Primaire et un affleurement triasique plus frontal. Dans le prolongement de la bande cénomanienne que nous venons de suivre, 1.500 mètres à l'Ouest de Fatet, la route de Latour à Betchat recoupe un petit affleurement de conglomérat grossier qui rappelle tout à fait le Cénomanien de faciès sud.

2. — La sous-zone cénomaniennne méridionale

Les couches cénomaniennes, qui forment au Sud de l'alignement des massifs primaires un très vaste affleurement et s'étendent vers le Sud jusqu'au front des terrains secondaires antécénomaniens, présentent, selon M. R. Buxtorf, des caractères pétrographiques sensiblement différents de ceux du Cénomanienn de faciès nord. Ce sont des schistes marneux gris et des marnes schisteuses grises, présentant des intercalations calcaires et surtout des masses très puissantes de conglomérats, qui correspondent aux formations que, dès 1868, Magnan appelait les conglomérats de Camarade ¹.

L'extension des conglomérats cénomaniens, ainsi que la nature de leurs éléments, fournissent des renseignements précieux relativement à la constitution du substratum du Cénomanienn transgressif et discordant.

On peut distinguer tout d'abord, en bien des points de la bordure nord de l'affleurement cénomanienn, une *brèche de base*, véritable brèche de transgression formée aux dépens des massifs primaires sur lesquels s'appuie le Cénomanienn. Cette brèche est particulièrement caractéristique entre Montaut et Betchat, où l'on peut observer la jolie coupe du ruisseau du Sud de Castelbon, analysée par M. R. Buxtorf [61, p. 48]. Le conglomérat de base s'y montre formé de tous les terrains paléozoïques (schistes siluriens, calcaires dévoniens) qui affleurent plus au Nord dans le Massif de Betchat et de Bagert. Mais la même coupe du ruisseau de Castelbon révèle aussi l'existence de *brèches en couches*, intercalées régulièrement plus au Sud, en bancs de 50 centimètres à 3 mètres de puissance, dans les schistes cénomaniens.

Brèches de base et brèches en couches se montrent dans tout le vaste affleurement cénomanienn, depuis la vallée de l'Arize jusqu'à celle du Salat.

Des conglomérats de base polygéniques, du même type que ceux de Montaut, affleurent vers Espancousse au Sud du Primaire broyé de Salies-du-Salat. On en trouve sur toute la bordure méridionale du Massif de Betchat et de Bagert. Au delà de Tarrabet, après l'ennoyage, ou plutôt la terminaison brusque vers l'Est, des couches paléozoïques, le conglomérat à éléments primaires se poursuit vers l'Est et la coupe de la route de Tourtouse à Roquelaure le met en évidence. Il est probable que les terrains primaires restent à une faible profondeur sous la puissante brèche de base qui affleure seule.

A l'Est du méridien de Lasserre et jusqu'à la vallée de l'Arize, le contact du Cénomanienn de faciès sud et des affleurements primaires de Cabanères et de

¹ Magnan, s'il n'est pas le premier à avoir reconnu l'allure discordante des terrains cénomaniens dans les Pyrénées, ce mérite revenant à d'Archiac [1], est l'auteur qui, dans ses écrits [226], a donné la description la plus minutieuse de la composition du Cénomanienn. Les conglomérats cénomaniens ont particulièrement attiré son attention. Magnan a très bien reconnu leur nature polygénique, ainsi que l'origine de leurs éléments, qu'il a montrés avoir été empruntés à des couches plus anciennes.

Gausseran serait, pour M. R. Buxtorf, un contact mécanique ; aussi cet auteur ne s'étonne-t-il pas de ne plus trouver dans ce secteur le conglomérat de base du Cénomaniens. Les conglomérats en couches y prennent au contraire un grand développement. Ceux-ci diffèrent aussi bien par la nature que par la forme de leurs éléments, toujours empruntés au substratum primaire ou secondaire. Les conglomérats sont monogéniques ou polygéniques ; ce sont tantôt des poudingues, tantôt des brèches sédimentaires. Les poudingues, formés de blocs arrondis de calcaires liasiques et de galets d'ophite, sont surtout localisés dans la région de Camarade et de Clermont, où ils se montrent normalement intercalés dans les schistes cénomaniens. Les éléments de forme arrondie, dont la taille varie entre 5 et 50 centimètres et peut atteindre exceptionnellement 1 mètre de diamètre, sont généralement accompagnés de blocs anguleux, si bien que l'on peut observer tous les passages d'un poudingue à une brèche.

Dans la région des écaïlles de Baup, dont la tectonique est particulièrement complexe, le conglomérat cénomaniens présente un type spécial. M. R. Buxtorf lui a donné le nom de *brèche de Baup*. La brèche de Baup ne présente pas d'intercalations de schistes cénomaniens. La distribution des éléments y est chaotique ; mais c'est encore certainement une brèche sédimentaire. Très polygénique, elle est caractérisée par la prédominance générale des éléments d'âge secondaire (calcaires liasiques, dolomies jurassiques, calcaires aptiens, ophite) sur ceux d'âge paléozoïque. Les roches primaires y montrent une distribution très irrégulière. Elles peuvent exceptionnellement être en plus grand nombre que les autres éléments ; mais elles font aussi parfois complètement défaut. Cette grande variété dans la constitution des conglomérats cénomaniens tient à la nature même du substratum qui, ramené au jour dans les écaïlles de Baup, se montre constitué en partie par des terrains primaires et en partie par leur revêtement posthercynien de couches antécénomaniennes.

M. R. Buxtorf [61, pl. 1] s'est livré à une minutieuse reconstitution de l'allure des couches cénomaniennes dans tout leur vaste affleurement au Sud de Camarade, de Bagert et de Betchat ¹. Il a pu reconnaître dans la partie orientale de l'affleurement, entre l'Arize et le Volp, une disposition en cuvette. Le centre de la cuvette serait situé à 1 kilomètre au Sud de Cabanères, où les couches sont presque horizontales, tandis qu'elles se relèvent sur les bords. Sur le bord méridional de cette cuvette, les couches cénomaniennes sont parallèles à la limite des terrains secondaires plus anciens ; vers le Nord, elles s'infléchissent assez brusquement et passent à une direction SW, pour venir se terminer perpendiculairement au grand axe du Massif de Cabanères. Au Sud des écaïlles de Baup, la série cénomaniens est très redressée et isoclinale. Enfin, elle affecte une disposition synclinalé particulièrement nette dans le secteur compris entre les alluvions de Lasserre et la vallée du Salat.

¹ Un fait intéressant, que cette Carte met bien en évidence et sur lequel j'insisterai à nouveau (p. 385), est le parallélisme de la direction des schistes cénomaniens sur leur bordure méridionale avec la limite de la couverture antécénomaniens du Massif de l'Arize.

M. R. Buxtorf pense toutefois que ces synclinaux doivent être plus complexes que ne le montre l'examen souvent très difficile du terrain. L'idée simpliste de synclinaux réguliers, dissymétriques, à flanc méridional très épais, amènerait, en effet, à attribuer au Cénomaniens une puissance très supérieure aux 500 ou 1.000 mètres qu'il paraît avoir en réalité. Il semble bien qu'au contraire les couches cénomaniennes soient affectées de *plis serrés et isoclinaux*. L'amas de schistes isoclinaux peut même se rompre et dégénérer alors en *écailles multiples juxtaposées*, séparées par des plans de glissement. Toute une série d'affleurements lenticulaires de terrains primaires surgissent, en effet, sporadiquement au milieu des couches cénomaniennes. Au Sud de Bagert, comme au Sud de Contrazy, M. R. Buxtorf a découvert de nombreux lambeaux de schistes siluriens ou de calcaires dévoniens, n'excédant pas 50 mètres de long. Souvent en relation avec le conglomérat cénomaniens, ces affleurements primaires, de taille très limitée, se montrent ailleurs au contact de schistes cénomaniens très broyés, comme à l'Est de Savarie, à 1 km. 500 au Sud de Bagert. Ce sont bien, semble-t-il, des lambeaux arrachés au substratum des couches cénomaniennes et qui, emballés dans celles-ci, se sont déplacés suivant les plans de glissement qui subdivisaient leur masse. Cette disposition paraît bien prouver que l'allure synclinale d'ensemble de l'affleurement cénomaniens masque une structure beaucoup plus complexe caractérisée par une décomposition en écailles.

3. — La sous-zone intermédiaire des massifs primaires et des écailles de Baup

Je vais énumérer et analyser très rapidement les massifs primaires et les pointements de terrains secondaires qui, dans le prolongement du petit affleurement permien de Saint-Alby, courent de la vallée de l'Arize à celle du Salat, sur un alignement peu distant du front de la Zone cénomaniens.

Massif de Gausseran. — Ce massif, découvert par M. R. Buxtorf [61, p. 93], s'étend sur la rive gauche de l'Arize, au NW de la route nationale, jusqu'au voisinage de Lafitte. Le massif primaire est constitué par des schistes et des quartzites, sans doute carbonifères. Suivant son axe, dans la vallée de Gausseran, se trouve un affleurement d'argiles bariolées triasiques accompagnées de gypse jadis exploité en plusieurs endroits. La disposition isoclinale de l'ensemble, légèrement couché vers le Nord, me paraît pouvoir parfaitement expliquer la situation du Trias dans le fond du vallon de Gausseran. Au contraire, M. R. Buxtorf figure un recouvrement des couches primaires sur le Trias, qui, pour lui, apparaîtrait en fenêtre [61, pl. II, coupe 1].

Massif de Camarade et de Contrazy. — Depuis fort longtemps connu, analysé en détail par Roussel [276], un nouveau massif primaire s'étend de Camarade à Micha (au Sud de Montardit). Constitué par des schistes gris foncé et des quartzites blancs carbonifères, il forme une bande continue de 8 kilomètres de long.

Massif de Marbois-Ferrié. — Séparé du précédent par une brèche sédimentaire grossière à éléments primaires, la *brèche de Micha*, le Massif de Marbois-Ferrié, montre un affleurement assez important de schistes et de quartzites houillers, poussés vers le NW par-dessus les écailles de Baup.

Écailles de Baup. — Dans la région de Baup, suivant la coupe de la vallée du Volp, est réalisée une disposition particulièrement complexe. Dans la zone intermédiaire entre le Cénomaniens de faciès nord et le Cénomaniens de faciès sud, M. R. Buxtorf a pu distinguer plusieurs systèmes d'écailles de terrains primaires ou secondaires, séparées par des affleurements de la brèche de type spécial qu'il appelle *brèche de Baup*¹. Je me permets de reproduire (fig. 49) la coupe publiée par mon confrère [61, pl. II, coupe 5]. Cette coupe montre parfaitement du NNE au SSW, la succession des accidents tectoniques suivants :

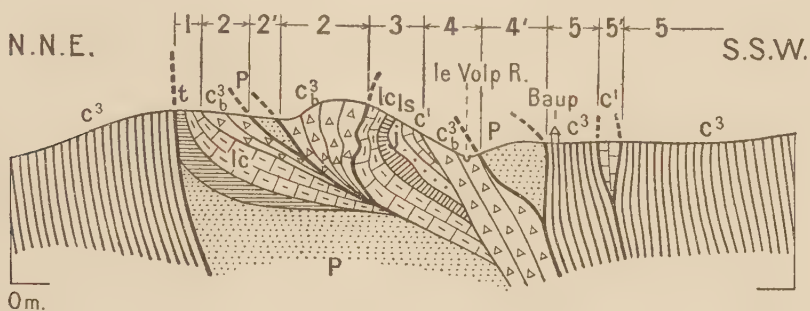


Fig. 49. — Coupe des écailles de Baup, d'après R. Buxtorf. — Echelle : 1/25.000.

P Primaire ; t Trias ; lc Lias inférieur ; ls Lias moyen et supérieur ; J Jurassique moyen ; c¹ calcaires urgoniens ; c³ Cénomaniens ; c² brèches cénomaniennes.

1. Ecaille de Matilot. — 2. Complexe des brèches de Tranquette. — 2'. Ecaille primaire du Sud de Peyas. — 3. Ecaille de Tranquette. — 4. Complexes des brèches de Pastureau. — 4'. Lambeau primaire de Pastureau. — 5. Schistes cénomaniens. — 5'. Ecaille de calcaires urgo-aptiens.

1° les schistes cénomaniens de la bande septentrionale ;

2° un premier système d'écailles très redressées, celles dites de Matilot et de Pouvil, constituées par du Carbonifère, du Permien, du Trias et du Lias ;

3° un complexe de brèches sédimentaires du type de Baup, sans doute décomposé en plusieurs paquets, car on y trouve plusieurs lambeaux de terrains étrangers (Primaire du Sud de Peyas, Aptien de Marbois) ;

4° une écaille très redressée, dirigée E-W, de terrains secondaires antécénomaniens, qui traverse le Volp à Tranquette et montre, du Nord au Sud, du Lias calcaire, du Lias schisteux, du Dogger et de l'Aptien ;

5° la *brèche de Pastureau*, qui repose en transgression sur l'écaille de Tranquette. Cet affleurement de brèche du type de Baup correspond encore à un complexe de plusieurs écailles séparées par des lentilles de terrains étrangers :

¹ Je renvoie, pour le détail, au travail de M. R. Buxtorf, en particulier à son esquisse géologique au 1/25.000 de la région de Baup [61, fig. 3].

lambeaux primaires de Pastureau, de Béret, du SE de Baup, lambeaux de Lias et d'Aptien de l'Est de Baup.

6° les schistes cénomaniens de faciès sud, avec brèche de base. Ceux-ci, sans doute eux-mêmes décomposés en écailles, montrent sur les deux rives du Baup plusieurs lentilles très effilées de calcaires aptiens qui semblent bien jalonner des solutions de continuité dans la masse du Cénomanién.

Massif de Betchat-Bagert. — A Tarrabet, à 4 kilomètres à l'Ouest du Volp, apparaît un nouveau massif primaire qui se poursuit au Nord de Bagert et de Betchat sur près de 9 kilomètres. Il est surtout constitué par des schistes siluriens lardés de filons de quartz. Mais la série paléozoïque peut s'y montrer plus complète, en particulier entre Bagert et Coume de Lac : c'est ainsi que la coupe de la route de Bèdeille à Cap Blanc y révèle la succession de schistes siluriens, de calcaires dévoniens, de schistes et de quartzites houillers. Aussi bien sur la route de Cap Blanc qu'entre Montaut et Betchat, on trouve fréquemment, au milieu des couches primaires, des zones caractérisées par un broyage intense.

Massif de Primaire broyé entre Betchat et Salies-du-Salat. — L'affleurement primaire de Betchat passe insensiblement vers l'Ouest à une longue bande de Primaire broyé qui traverse le Salat au Sud de l'usine de sel de Salies et atteint, sur la rive gauche, la route de Montsaunés à Mane. Sur cette bande affleure une brèche grossière formée de toutes sortes de roches paléozoïques (schistes, quartzites, calcaires, dolomies). Cette brèche est le produit d'un broyage intense ; c'est une brèche mécanique certaine. Le Primaire broyé de Salies-du-Salat s'appuie directement vers le Nord sur des couches triasiques ; vers le Sud, il est recouvert par la brèche de base polygénique du Cénomanién, suivant un contact qui, pour M. R. Buxtorf, est anormal, car cet auteur estime que le broyage du Primaire doit être postérieur au Cénomanién.

Il semble que les massifs primaires qui viennent d'être énumérés, doivent être considérés comme des écailles détachées du substratum du Cénomanién, plutôt que comme de simples affleurements de celui-ci. L'allure des terminaisons latérales de ces massifs primaires, souvent brusques, comme celle du Massif de Betchat-Bagert à l'Est de Tarrabet par exemple, de même que la disposition des couches cénomaniennes, parfois dépourvues de brèches de base au contact du Primaire, s'accordent mieux avec cette première interprétation.

III. — LA ZONE CÉNOMANIENNE ENTRE LA VALLÉE DU SALAT ET L'EXTRÉMITÉ OCCIDENTALE DE LA FEUILLE DE SAINT-GAUDENS

A l'Ouest de la vallée du Salat, la Zone cénomaniénne montre encore un très bel affleurement continu jusqu'au méridien de Saint-Gaudens ; mais au delà, passés sur la rive gauche de la Garonne, les terrains cénomaniens ne sont plus

visibles qu'en quelques témoins isolés sous les alluvions anciennes du Plateau de Lannemezan. La limite septentrionale de la Zone cénomaniennne, qui correspond à la trace du chevauchement frontal pyrénéen, est partout masquée à l'Ouest de Montsaunés et jusqu'à l'extrémité occidentale de la Feuille de Saint-Gaudens. Elle passe approximativement par Lestelle, Lodes, Balesta, Monlong et Bonrepaux.

Constitution de la Zone cénomaniennne à l'Ouest du Salat. — Sur la rive droite de la Garonne, la Zone cénomaniennne, large de près de 7 kilomètres au méridien de Montsaunés, occupe toute la région de collines boisées qui s'étend, au Sud de la vallée, jusqu'à une ligne passant par Lacave, Rouède, Soueich, Aspret et Labarthe-de-Rivière, c'est-à-dire tout le pays de Montgaillard, Figarol, Montespan, Ganties, Rieucazé, Lespiteau et Miramont ¹.

Dans toute cette vaste région, les terrains cénomaniens sont représentés par des schistes argileux très fins, accompagnés de grès, de conglomérats et de quelques bancs calcaires.

Les conglomérats sont rares au voisinage du Salat. Ils sont déjà plus fréquents vers Montespan et Ganties.

La route de Pointis-Inard à Ganties offre une belle coupe de la série cénomaniennne. On y voit de nombreuses alternances de calcaires gris noir, par place bréchoïdes, renfermant des Orbitolines et des Polypiers, de schistes noirs et de grès en dalles. L'ensemble est très vigoureusement plissé. Les couches plongent de 45° vers le Nord dans les carrières creusées en face du Château-d'en-Haut; elles sont horizontales en face de Hourcade; puis, plus au Sud, après avoir montré de nouvelles ondulations, elles se redressent à la verticale, pour venir s'appuyer, à l'Est de la route, sur les calcaires à *Toucasia* de Ganties.

Dans la région de Lespiteau et de Miramont, le Cénomanienn présente des caractères analogues. Il est toujours constitué par des intercalations de schistes noirs, de bancs calcaires foncés, de grès et de conglomérats. Ces derniers, monogéniques ou polygéniques, à éléments d'âge souvent paléozoïque, sont beaucoup moins grossiers que dans les environs de Camarade. Les lentilles calcaires sont fréquentes : les plus importantes sont celle de Rieucazé et celle du calvaire de Miramont qui a une centaine de mètres de puissance. La lentille du calvaire de Miramont est faite d'un calcaire très bréchoïde qui a fourni une faune cénomaniennne : *Orbitolina subconcava*, *Cidaris Sorignetti*, des Polypiers et des Brachiopodes.

Au Nord de la Garonne et de son affluent la Neste, le Cénomanienn se montre en plusieurs affleurements isolés perçant sous les alluvions : ceux de Labarthe-

¹ Ainsi que je le signalerai dans l'étude de la région d'Arbas (p. 423), le lambeau discordant figuré par la Feuille de Saint-Gaudens dans les environs de Chein-Dessus n'est pas cénomanienn, comme l'indique cette Carte; mais il est formé d'alluvions anciennes, sans doute de même âge que celles du Plateau de Lannemezan.

Inard, du Nord d'Ausson, de la ville de Montréjeau, du Nord de Mazères, du Nord de Saint-Paul et de Saint-Laurent-de Neste.

Carez [91, III, p. 1496] rapporte aussi au Cénomanien, avec quelque doute cependant, des affleurements plus septentrionaux, qui témoigneraient de l'extension de la Zone cénomaniennne vers le Nord sous les alluvions du Plateau de Lannemezan. Ce sont des pointements de marnes grisâtres ou jaunes, alternant avec des petits bancs calcaires ou gréseux. Ces couches n'ont jamais fourni de fossiles ; elles pourraient appartenir à du Crétacé plus récent que le Cénomanien. Les principaux de leurs affleurements sont : celui du Nord de Saint-Gaudens, ceux de Lodes et de Franquevielle dans la vallée de la Louge, celui de l'Est de Villeneuve-Lécussan dans la vallée de la Save, enfin celui de l'Est de Campistrous dans la vallée d'un petit affluent de la Bayse.

Structure de la Zone cénomaniennne à l'Ouest du Salat. — Comme dans ses parages plus orientaux, la Zone cénomaniennne se révèle, à l'Ouest du Salat, de structure particulièrement complexe. Toutes les coupes de détail mettent en évidence la succession de plis très serrés qui peuvent, par place, dégénérer en écaillés.

L'étude des environs de Ganties est particulièrement intéressante. Le manteau cénomanien y est crevé et l'on voit, sur une certaine étendue, son substratum de calcaires urgoniens et de dolomies jurassiques. A l'Ouest du village de Ganties, les schistes noirs cénomaniens affleurent à l'embranchement des routes de Soueich et de Pointis-Inard ; mais, sous le Château de Ganties et sous les maisons du village, surgissent sous ces schistes les calcaires gris clair à *Toucasia* de l'Urgo-Aptien. L'affleurement de ces calcaires passe au hameau de Termé et forme, au delà vers l'Est, toute la crête qui porte les sommets 503 et 543 et sépare le vallon de Ganties de celui de Montespau. Les calcaires urgoniens sont accompagnés, au Sud de Montespau, par une bande de dolomies

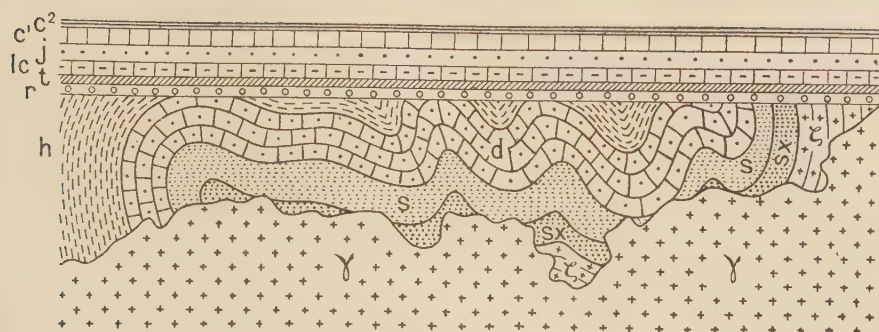
Fig. 50. — Schémas des trois stades de l'évolution de la Zone cénomaniennne au Nord du Massif de l'Arize.

- I. — Stade postalbien et antérieur à la phase de plissement antécénomanien.
- II. — Stade postcénomanien et antérieur aux plissements lutétiens.
- III. — Disposition définitive réalisée à la suite des plissements lutétiens.

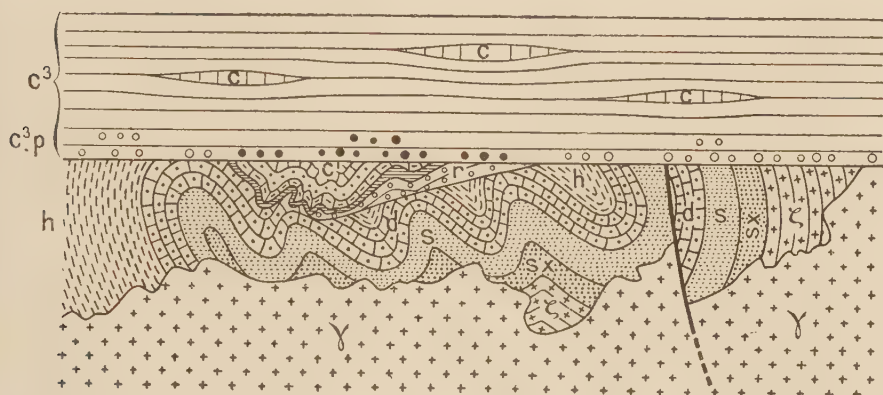
γ granite ayant injecté et induré le socle hercynien ; ζ gneiss ; **sx** schistes métamorphiques ; **s** Silurien ; **d** Dévonien ; **h** Carbonifère ; **r** Permien ; **t** Trias ; **lc** Lias ; **J** Jurassique moyen ; **c¹** Urgo-Aptien ; **c²** Albien ; **c³** Cénomanien (**c** lentilles de calcaire cénomanien ; **c^p** conglomérats de base du Cénomanien).

N. B. — Deux figurés ont été employés pour représenter les conglomérats de base du Cénomanien ; les cercles blancs indiquent les conglomérats à éléments en majeure partie paléozoïques, les cercles noirs ceux où prédominent les éléments empruntés à des couches du revêtement posthercynien.

Le schéma III montre 3 écaillés refoulées vers le haut au sein des couches cénomaniennes. L'écaille 1 est surtout constituée par des terrains secondaires ; l'écaille 2 est exclusivement permienne et triasique ; l'écaille 3 correspond à un bloc du socle hercynien arraché au substratum. Nous avons, dans les pages qui précèdent, examiné des dispositifs se rapportant à ces trois types.



I



II



III

jurassiques. Sur une grande partie de la périphérie de cet îlot de terrains antérieurs au Cénomanien, la limite du Cénomanien est masquée par les cailloutis quartzeux des alluvions anciennes. Par contre, à Termé on voit très nettement les schistes, les microbrèches et les calcaires gris foncé du Cénomanien, plongeant de 30° vers le Nord, reposer sur les calcaires urgoniens. Ces derniers sont très massifs ; par endroits, cependant, est visible une discordance angulaire qui met en évidence l'existence de mouvements antécénomaniens. Le long du sentier de Montespan à Ganties (pl. VIII, coupe 34) on voit succéder, vers le Sud, à des alternances de calcaires et de schistes cénomaniens plongeant au Nord ou subverticaux, des dolomies noires du Dogger en bancs bien réguliers de 10 à 20 centimètres de puissance, puis les calcaires gris clair à *Toucasia* qui forment la crête et redescendent vers le Sud jusqu'aux alluvions du vallon de Ganties. Les dolomies jurassiques et les calcaires urgoniens plongent vers le Sud ; le Cénomanien les recouvre en discordance. Le lambeau de Ganties est le seul pointement de terrains antécénomaniens connu au milieu de la Zone cénomaniennne, à l'Ouest du Salat.

Conclusions. — L'analyse détaillée qui précède me permet de formuler ici quelques conclusions relatives à la constitution et à la structure de la Zone cénomaniennne. On peut essayer de retracer toute l'histoire de la Zone cénomaniennne, depuis la sédimentation des couches qui la constituent sur un substratum antécénomanien, jusqu'à l'acquisition de sa structure définitive.

La nature des conglomérats cénomaniens nous renseigne sur le substratum de ce terrain. Des couches de poudingues et des brèches sont, à plusieurs niveaux, intercalées dans la série cénomaniennne. Ces conglomérats sont formés d'éléments empruntés à toutes sortes de roches antérieures au Cénomanien, soit à des terrains primaires (schistes siluriens, calcaires dévoniens, schistes et quartzites houillers), soit à des couches posthercyniennes (grès permo-triasiques, argiles du Keuper, ophite, calcaires liasiques, dolomies jurassiques et calcaires urgoniens). Mais c'est surtout la considération des conglomérats de base qui se révèle fertile. Quoique comportant encore quelques éléments d'origine plus lointaine, ceux-ci sont, en effet, assez homogènes dans leurs éléments constitutants, avec des blocs empruntés surtout au substratum immédiat, et nous renseignent sur lui.

Le Cénomanien s'est déposé en transgression et en discordance sur la surface arasée d'un socle hercynien comportant, par place, des lambeaux de son revêtement posthercynien et déjà rempli avec ce dernier lors des mouvements antécénomaniens. Le schéma II de la figure 50 représente la disposition alors réalisée. On y remarque la localisation des poudingues de base d'une certaine nature au voisinage de lambeaux du substratum de même constitution. Au-dessus des poudingues de base sont des poudingues plus polygéniques, interstratifiés dans les schistes et les grès cénomaniens. Dans une phase ultérieure les mouvements tertiaires ont repris tout le complexe, à la fois le substratum antécénomanien déjà plissé et le Cénomanien discordant. Par suite de la forte compression subie par la Zone cénomaniennne toute entière, le socle profond s'est

décomposé en écailles et certaines de ces écailles, refoulant devant elles les couches cénomaniennes, ont pu être poussées verticalement vers le haut et se séparer même de leur racine profonde. C'est à de tels complexes, détachés du substratum du Cénomanien et conservant avec lui des rapports originels, que j'attribue, avec M. R. Buxtorf, tous les massifs primaires qui affleurent au milieu des couches cénomaniennes entre l'Arize et le Salat. Cette conception explique toutes les dispositions que l'on trouve réalisées sur le terrain et que représente le schéma III. Lorsque sur la bordure d'une écaille primaire le conglomérat de base existe, et il est toujours caractérisé par la grande prédominance dans sa constitution d'éléments empruntés au massif sur lequel il repose, on peut affirmer que le Cénomanien a gardé par rapport au Primaire sa position originelle et le plan de contact des deux formations correspond alors à l'ancienne surface de transgression du Cénomanien sur le Primaire¹. C'est le cas pour la bordure méridionale du Massif de Betchat-Bagert. Dans d'autres cas, les complexes détachés du substratum sont limités par des contacts anormaux, par des surfaces d'étirement, suivant lesquelles les conglomérats de base ont disparu. C'est le cas des Massifs de Camarade-Contrazy, de Marbois-Ferrié et de Gausseran.

L'interprétation invoquée relativement à la position tectonique des massifs primaires s'applique parfaitement aux écailles de Baup. Ces écailles correspondent à des paquets arrachés du substratum et refoulés vers le haut, dans un secteur où ce substratum comporte, au-dessus du socle hercynien, de vastes lambeaux de la couverture secondaire antécénomaniennne. Enfin, conformément au schéma établi, les brèches sédimentaires transgressives du type de Baup remanient, à la base du Cénomanien, toutes les roches secondaires qui prennent part à la constitution des écailles de Baup².

¹ On conçoit aisément que lorsque le substratum antécénomanien est homogène et que, par conséquent, le conglomérat de base du Cénomanien est monogénique, il est souvent très difficile, pour des affleurements limités, de dire si l'on est en présence de pointements d'écailles du substratum ou de couches remaniées dans le conglomérat de base. La difficulté est d'autant plus grande que, dans le cas d'une écaille, une structure bréchoïde peut être secondairement acquise, du fait d'un broyage, et reproduire un aspect tout à fait analogue à celui que présente une brèche sédimentaire. Dans ce cas, seule l'étude du ciment permet une discrimination, en particulier, si celui-ci contient des organismes. Malheureusement le caractère détritique de la sédimentation cénomaniennne fut généralement un obstacle à la vie. J'ai cependant signalé (p. 362) dans des grès rouges d'origine permienne des Orbitolines. Ces Foraminifères à test arénacé ont trouvé dans la mer cénomaniennne des conditions favorables à leur développement.

² Toutes les conclusions formulées ci-dessus ont trait à la couverture cénomaniennne du Massif de l'Arize ; mais elles s'appliquent aussi à celle du Saint-Barthélemy, précédemment étudiée (p. 290) et elles complètent les remarques que nous avons faites à son sujet. En se reportant au schéma III de la figure 50, on saisit immédiatement une correspondance frappante entre les faits observés dans les environs de Freychenet, d'une part, et dans la région de Camarade, d'autre part. Les affleurements dévoniens de Roc et de Col de la Lauze ne sont, sans doute, autre chose que des écailles hercyniennes du même type que celles qui constituent les Massifs de Betchat-Bagert et de Camarade-Contrazy. Le conglomérat à blocs exclusivement dévoniens du sommet du Picou de Freychenet est une brèche sédimentaire de base, peut-être en relation avec une écaille dévonienne restée en profondeur.

B. — LA BORDURE SEPTENTRIONALE DE LA ZONE CÉNOMANIENNE

I. — LE CONTACT ANORMAL DE LA ZONE CÉNOMANIENNE
ET DES PETITES PYRÉNÉES

La Zone cénomaniennne s'appuie vers le Nord sur les formations crétacées et nummulitiques de la chaîne du Plantaurel et de la série méridionale des Petites Pyrénées. A l'Ouest de la vallée du Salat, le contact du Céno-manien et des couches plus récentes des Petites Pyrénées est partout masqué; mais dans les parages plus orientaux, depuis Salies-du-Salat jusqu'à Garrodoumeng, on peut observer ce contact en de nombreux points et déduire de son allure des conclusions relatives aux relations tectoniques de la Zone céno-manienne avec le Plantaurel et les Petites Pyrénées.

Depuis Garrodoumeng jusqu'à la route d'Aillères, les marnes schisteuses céno-maniennes viennent s'appuyer vers le Nord sur les marnes bleues sénoniennes. Du fait de la similitude des faciès de ces formations, le contact est difficile à suivre; on n'observe pas de discordance angulaire nette, les deux ensembles plongent au Sud et sont très redressés. Cependant, malgré l'absence de coupes naturelles profondes permettant l'observation directe, l'allure générale du contact, qui est à peu près rectiligne et ne montre pas d'inflexion brusque en rapport avec la topographie, témoigne de sa forte inclinaison (pl. VII, coupes 26 et 27).

Dans la région de Camarade, la limite extérieure de la Zone céno-manienne décrit un arc à grand rayon de courbure et fait vers le Nord, entre Balança et Contrazy, une saillie de plus de 3 kilomètres dans le domaine des Petites Pyrénées. Carez et M. Léon Bertrand¹ ont interprété cette disposition comme le résultat d'un chevauchement, suivant un plan de contact peu incliné, du Céno-manien et de son soubassement primaire sur le Crétacé supérieur et l'Eocène des Petites Pyrénées. M. R. Buxtorf a montré qu'il n'en est pas ainsi et je me rallie pleinement à sa manière de voir qui est fondée sur des observations précises.

¹ Dans les travaux de Carez [91, III, p. 1801; 91, IV, p. 2573; 98, p. 67] le contact anormal qui sépare la Zone céno-manienne des Petites Pyrénées porte les noms de *faille de Salies-du-Salat* sur la Feuille de Saint-Gaudens et de *faille de Camarade* sur la Feuille de Pamiers. La faille de Camarade se poursuit sur la Feuille de Foix, où elle s'appelle *faille de Baulou*. Carez reconnaît que cet accident est subvertical dans la majeure partie de son parcours, aussi bien à l'Est de la vallée de l'Arize qu'à l'Ouest de Contrazy; la faille serait, au contraire, fort peu inclinée entre Contrazy et Balança, « où l'on voit, dit Carez, les différentes assises du Crétacé supérieur et de l'Eocène disparaître successivement sous la masse chevauchante pour reparaitre à quelques kilomètres plus loin sans avoir subi de déviation sensible » [98, p. 67].

M. Léon Bertrand figure sur toutes ses coupes, depuis Garrodoumeng jusqu'au méridien de Tourtouse [30, pl. V, fig. 6 à 11], un contact peu incliné, plongeant d'environ 30° vers le Sud, entre la Zone céno-manienne et les Petites Pyrénées.

Le plan de contact qui sépare la Zone cénomaniennne des Petites Pyrénées est, aussi bien dans la région de Camarade que, de part et d'autre de celle-ci, sur la rive droite de l'Arize, vers l'Est, et jusqu'au Salat, vers l'Ouest, un plan voisin de la verticale et plongeant vers le Sud.

Le saillant vers le Nord que dessine la limite extérieure de la Zone cénomaniennne dans la région de Camarade ne correspond pas à la trace de l'intersection par la surface topographique d'un plan de contact peu incliné, mais à une ondulation de ce plan de contact, lui-même resté subvertical, en d'autres termes, à un renflement de la Zone cénomaniennne que ce plan limite vers le Nord. Du fait de cette avancée des terrains cénomaniens, les assises du Crétacé supérieur ont été écrasées et localement supprimées par étirement dans la série méridionale des Petites Pyrénées. Toute la série campanienne et maestrichtienne, ainsi que le Danien, manquent à Camarade, où cependant le contact anormal entre la Zone cénomaniennne et les Petites Pyrénées est subvertical. Le même contact est aussi très redressé dans la vallée de l'Arize, où, sur la rive gauche, les schistes cénomaniens s'appuient contre les grès de Labarre sous les maisons de Reynaude, au Nord de Balança (pl. VII, coupe 27). Un autre argument que la forte inclinaison des pendages dans la zone de contact, est le *parallélisme* des assises des Petites Pyrénées avec la limite extérieure de la Zone cénomaniennne. Les couches du Crétacé supérieur et de l'Eocène subissent, en effet, entre Balança et Contrazy, une déviation très nette; refoulées au Nord par le Cénomanien, par place écrasées par lui ou complètement étirées sous sa poussée, elles se disposent en longues bandes parallèles à l'accident qui les sépare du Cénomanien et montrent des plongements vers le Sud très redressés. Ces faits sont incompatibles avec l'hypothèse d'un chevauchement.

À l'Ouest de Contrazy, sur la Feuille de Saint-Gaudens, au moins dans la partie où il est visible, c'est-à-dire jusqu'aux alluvions de la Garonne, le contact anormal qui sépare la Zone cénomaniennne des Petites Pyrénées est encore généralement très incliné. En effet, son intersection avec la surface topographique demeure rectiligne, sans inflexion brusque, tout au plus largement sinueuse. En un point seulement, au Nord de Betchat, le même contact est faiblement incliné (pl. VIII, coupe 31); mais c'est là une disposition toute locale, sur laquelle je vais revenir.

Ainsi, limitée vers le Nord par un contact subvertical qui la sépare des Petites Pyrénées, la Zone cénomaniennne présente bien une individualité tectonique par rapport aux couches plus récentes. Sans doute, l'inclinaison de sa surface frontale est-elle très forte; mais celle-ci correspond bien à un plan de rupture, à une surface de contact anormal important ¹, séparant deux unités tectoniques distinctes. Cet accident correspond au *chevauchement frontal pyrénéen*.

D'ailleurs, ayant sans doute en profondeur un prolongement fort étendu suivant un plan en général très incliné, une série de lambeaux triasiques, coincés

¹ M. R. Buxtorf emploie, à son sujet, le terme de « plan de charriage très redressé ».

entre les Petites Pyrénées et la Zone cénomaniennne jalonnent le contact anormal qui sépare ces deux ensembles et soulignent le caractère de fracture tectonique importante de cet accident.

II. — LES AFFLEUREMENTS TRIASIQUES SITUÉS LE LONG DU CONTACT ANORMAL DE LA ZONE CÉNOMANIENNE ET DES PETITES PYRÉNÉES

Tandis que quelques lentilles de Trias, celles de Lafitte et de Belloc par exemple, sont prises dans la masse même des schistes cénomaniens, sur la bordure septentrionale de la Zone cénomaniennne, d'autres complexes triasiques se trouvent, plus au Nord, coincés le long du plan de contact de la Zone cénomaniennne et des Petites Pyrénées. Ces affleurements ont fait l'objet d'une analyse très détaillée dans la thèse de M. R. Buxtorf [61]. Je les énumérerai ici, de l'Est à l'Ouest.

Petits affleurements triasiques sporadiques entre Balança et Betchat

Dans la commune de Camarade l'exploitation de plusieurs puits salins et le forage de sondages exécutés depuis 1850 ont mis en évidence à Lafitte l'existence, jusqu'à la profondeur de 70 mètres ¹, d'un complexe de Trias gypseux, accompagné de masses irrégulières de sel gemme ². L'état des lieux ne permet pas de dire si le Trias est complètement entouré par les couches cénomaniennes.

Roussel [276, p. 305] rapporte que des puits salins ont été exécutés et ont fonctionné à Camarade même, ainsi qu'à l'Ouest du Signal de Cabanères, sur le contact des quartzites carbonifères et du Cénomanienn.

A la limite occidentale des alluvions de Lasserre, au Nord de Guilloumets, M. R. Buxtorf a découvert un petit pointement de Trias gypseux et d'ophite ; il se situe exactement sur le contact des schistes cénomaniens et des marnes bleues campaniennes.

Un petit affleurement de calcaires triasiques et de gneiss se présente au hameau de la Pelade, au Sud de Tourtouse, dans la même situation tectonique.

Au Sud de Bédaille, M. R. Buxtorf figure [91, pl. I] une écaille très redressée de terrains triasiques et infraliasiques, jalonnant encore le contact de la Zone cénomaniennne et des Petites Pyrénées. Dans le prolongement immédiat de cette écaille, apparaissent vers l'Ouest deux petites lentilles triasiques, sises, l'une sur le même contact, l'autre au milieu des schistes cénomaniens.

Au delà vers l'Ouest, au Nord de Belloc, un affleurement de calcaires cristallins et d'argiles bariolées du Trias est à nouveau intercalé suivant le contact du

¹ Cette profondeur n'a pas été dépassée.

² Une description détaillée de cet affleurement a été donnée par Mussy [235, p. 83].

Cénomaniens et du Crétacé supérieur, tandis que, plus au Sud, deux petites lentilles de calcaires cristallins de même âge se montrent au milieu des couches cénomaniennes.

A l'Ouest de Fatet, on atteint des lambeaux triasiques d'une toute autre importance, ceux de Betchat et de Salies-du-Salat.

Affleurements triasiques de Betchat et de Salies-du-Salat

Lambeau triasique de Betchat. — Le plus vaste des complexes triasiques situés sur la bordure septentrionale de la Zone cénomanienne correspond au lambeau du Nord de Betchat. Cet affleurement a 4 kilomètres de long, en direction E-W, et mesure 2 kilomètres dans sa plus grande largeur. Il débute vers l'Ouest, au Sud de Fatet, par une étroite bande qui, coincée entre le Crétacé supérieur des Petites Pyrénées et le Primaire de Betchat-Bagert, offre déjà une grande variété dans sa constitution : argiles bariolées, calcaires, dolomies. Au NE et au Nord de Betchat le lambeau de Trias s'élargit considérablement (pl. VIII, coupe 34). Il dépasse vers le Nord la vallée du Lens et l'on ne peut d'ailleurs préciser la limite de l'extension des couches triasiques dans cette direction, où elles disparaissent sous des alluvions anciennes. De même, les limites orientale et occidentale du Trias sont en partie masquées par des alluvions ou des éboulis ; mais l'état des affleurements permet cependant d'observer que les contours de l'affleurement triasique interrompent des bandes de Crétacé supérieur et d'Eocène de la série méridionale des Petites Pyrénées, qui se prolongent de part et d'autre sans aucune déviation. Sur son bord méridional, le Trias est localement en contact avec le conglomérat cénomanien sur la route de Latour, au Sud du confluent du Lens et du ruisseau de Labarthe. Plus à l'Ouest, le Trias s'enfonce directement sous le Primaire du Massif de Betchat-Bagert, suivant un contact que l'allure des contours révèle peu incliné.

Le vaste lambeau ainsi délimité est constitué par des terrains très variés. De nombreuses exploitations, aujourd'hui abandonnées, sont ouvertes dans des couches de gypse très marneux, noyé dans une masse d'argiles rouges et vertes riches en cristaux de quartz bipyramidés. Présentant dans ce complexe une disposition chaotique, affleurent aussi des dolomies et des cargneules triasiques et infraliasiques, des calcaires cristallins, d'importants pointements d'ophite. On y trouve encore d'autres roches éruptives ou cristallophylliennes, celles-ci certainement étrangères au Trias. Ce sont des lambeaux de granite, de pegmatite, d'amphibolite ou de gneiss, qui ont été arrachés au substratum et emballés dans les argiles triasiques ¹.

¹ Pour l'analyse détaillée de ces pointements le lecteur pourra consulter la description de M. R. Buxtorf [61, p. 37].

Le complexe triasique de Betchat représente une masse très épaisse. Les résultats de sondages, publiés dernièrement par M. Léon Bertrand [56, 57, 58], fournissent, à ce sujet, des précisions nouvelles. Dans la vallée du Lens le sondage dit de « la Platière » a traversé 65 mètres de Trias. Un autre sondage, exécuté près de la ferme de Nane, sur le contact du Trias et de la Zone cénomaniennne, a traversé 146 mètres de Trias « en couches toujours inclinées de 45° en moyenne ».

Lambeau triasique de Salies-du-Salat. — L'affleurement triasique de Salies-du-Salat est relié à celui de Betchat par une étroite bande triasique continue. Celle-ci, intercalée entre les marnes campaniennes au Nord et le Primaire broyé de Salies-du-Salat au Sud, court de l'Est à l'Ouest, depuis Métole jusqu'au delà de Bourjaquet, où elle s'élargit pour passer au vaste lambeau de Salies-du-Salat.

Le complexe triasique de Salies s'étend sur les deux rives du Salat; sa largeur moyenne est de 650 mètres. Sur la rive droite de la rivière les affleurements sont rares. M. R. Buxtorf signale un petit affleurement d'argiles bariolées derrière l'usine de sel. Sur la rive gauche du Salat les couches triasiques sont, au contraire, bien visibles (pl. VIII, coupe 32) : les pointements d'ophite, exploités dans les grandes carrières, forment des buttes arrondies qui dominent les vallons creusés dans les argiles bariolées. Du gypse jadis exploité, des calcaires cristallins, des cargneules et des dolomies accompagnent les argiles triasiques. L'affleurement triasique se poursuit vers l'Ouest jusqu'à Montsaunés, où il disparaît sous les alluvions de la Garonne ¹.

Comme le complexe triasique de Betchat, celui de Salies-du-Salat correspond à une masse très épaisse. D'anciens forages, dont les résultats furent publiés par Marcel Bertrand [59] et par Roussel [276, p. 309], avaient respectivement traversé, sur les deux rives du Salat, 240, 223 et 230 mètres de Trias, sans atteindre le fond de cette formation. M. R. Buxtorf a publié [61, p. 104] des résultats de sondages qui lui ont été transmis par M. Mengaud; les profondeurs atteintes, toujours sans quitter le Trias, sont de 230, 223, 330 et 240 mètres.

Interprétation tectonique des lambeaux de Trias de Betchat et de Salies-du-Salat. — La situation tectonique très particulière ², entre la Zone cénomaniennne et les Petites Pyrénées, de la bande triasique, souvent étroite, mais

¹ Comme le signale M. Léon Bertrand [57], l'affleurement triasique paraît avoir encore une certaine largeur vers son extrémité occidentale, au Sud de Montsaunés, où un sondage a trouvé le Trias sous les maisons de Parrat.

² La situation des lambeaux de Betchat et de Salies est tellement inattendue que plusieurs auteurs n'ont pas hésité à attribuer aux marnes gypsifères qui les constituent un âge autre que triasique. Je citerai Dufrénoy [133], Leymerie [207], Stuart-Mentheth [284], Roussel [276, 278], qui ont considéré les couches de Salies et de Betchat comme le produit du métamorphisme des assises du Crétacé supérieur et de l'Eocène. Ce métamorphisme serait dû à l'ophite, d'après Leymerie, ou au granite, d'après Roussel.

Cette opinion erronée a été vivement combattue par Hébert [253, p. 1108], Garrigou [140, 141], Magnan [229], Marcel Bertrand [59], Jacquot [170], qui ont reconnu l'âge triasique des couches de Salies-du-Salat et de Betchat.

continue, qui se poursuit depuis Fatet jusqu'à Montsaunés et dont les deux grands affleurements de Betchat et de Salies-du-Salat représentent seulement des extensions vers le Nord, a fait l'objet de plusieurs interprétations.

Tout d'abord, en 1902, Haug [89], puis M. Léon Bertrand [13] ont considéré ces affleurements triasiques comme les témoins d'une nappe charriée, primitivement beaucoup plus étendue, qui auraient été préservés de l'érosion par leur situation dans des synclinaux du substratum constitué par des couches crétacées et éocènes. M. Léon Bertrand croyait alors trouver la racine de cette nappe dans le chevauchement de Montgauch et de Prat, c'est-à-dire au Sud de la Zone cénomaniennne.

Dans des notes ultérieures [30, p. 129, 48], où il établit la continuité structurale de la bande triasique sur une dizaine de kilomètres, M. Léon Bertrand maintient l'origine charriée du Trias de Salies et de Betchat. Il reconnaît que le Trias chevauche vers le Nord la série méridionale renversée des Petites Pyrénées¹, tandis qu'au Sud il s'enfonce, soit directement sous le Céno manien, soit sous les couches primaires du Massif de Betchat-Bagert, qui constituent le substratum stratigraphique de celui-ci. Mais, des faits qu'il a observés M. Léon Bertrand ne sait conclure si la bande triasique s'enracine réellement sous la Zone céno manienne, ou si « l'enracinement du Trias n'est qu'apparent ». Dans cette dernière hypothèse, le Trias constituerait un témoin de la nappe céno manienne; il aurait débordé celle-ci et aurait été pincé en synclinal sous le front de la nappe céno manienne.

En 1923, M. Dubar concluait à l'enracinement, en avant de la Zone céno manienne, du Trias du Nord de Betchat; mais il distinguait deux sorties locales de Trias indépendantes, celle de la vallée du Lens et celle de la bande principale de Salies et de Betchat, séparées l'une de l'autre par une étroite bande crétacée [126].

Depuis, le travail de M. R. Buxtorf [16] et plusieurs notes de M. Léon Bertrand [56, 57, 58] ont apporté des précisions nouvelles. Sur les points essentiels les deux auteurs sont en accord. Nous pouvons, avec eux, conclure de la manière suivante.

Le Trias de Betchat et de Salies ne peut être interprété comme le témoin d'une nappe de recouvrement venue du Sud par dessus la Zone céno manienne. En effet, *le Trias s'enracine en profondeur vers le Sud sous la Zone céno manienne*, suivant un plan de contact qui plonge de 45° vers le Sud. A ce sujet, l'allure des contours, ainsi que les données des sondages récents², sont formels. On doit faire appel à des accumulations secondaires de roches triasiques qui, amassées en profondeur, ont été, à la faveur de poussées tectoniques intenses et grâce à la propriété de migration facile des masses salifères et gypsifères, injectées suivant le plan de moindre résistance que constituait le contact anormal frontal séparant la Zone céno manienne des Petites Pyrénées. Poussées obliquement à 45°, du bas vers le haut et du Sud vers le Nord, ces masses triasiques ont émigré jusqu'à la surface, où elles jalonnent la trace du contact anormal; c'est ce que nous voyons à Salies-du-Salat (pl. VIII, coupe 32).

¹ Au contraire, Carez [91, III, p. 1849, fig. 14 à 18, pl. XVII, 98, p. 67] n'admettait pas la superposition anormale du Trias sur le Crétacé. Cette opinion est controuvée par les résultats des sondages les plus récents.

² Le sondage de Nane, ainsi que le rapporte M. Léon Bertrand [57, fig. 2, coupe III], a traversé, à la limite du Trias et de la Zone céno manienne, 146 m. de Trias, *en couches toujours inclinées de 45° en moyenne*; il a ensuite recoupé 17 m. (épaisseur oblique) d'une formation bréchique à éléments de granulite et de marnes gypseuses et enfin atteint la série crétacée renversée.

Au Nord de Betchat, sans doute par suite d'une accumulation initiale en profondeur tout à fait exceptionnelle de sédiments triasiques et aussi de la plus faible inclinaison du plan de contact de la Zone cénomaniennne et de la série méridionale renversée des Petites Pyrénées, le Trias s'est épanché vers le Nord jusqu'au delà de la vallée du Lens, où il vient reposer sur le Nummulitique subhorizontal du Synclinal de Cassagne-Fabas (pl. VIII, coupe 31) ¹. Le Trias du Lens appartient ainsi à une masse chevauchante affectée de faibles ondulations longitudinales et qui s'enracine sur sa bordure méridionale immédiatement au Nord de Betchat.

Il est à remarquer que le Trias se trouve, dans l'ensemble, situé dans une dépression, à une altitude plus faible que celle des points où se terminent, de part et d'autre de son affleurement, aussi bien à l'Ouest qu'à l'Est, les couches crétacées et nummulitiques qu'il interrompt. M. R. Buxtorf [64, p. 108] tente d'expliquer cette disposition par un mécanisme spécial dont la conception est bien compliquée. Cet auteur suppose que le Trias de Betchat occupe « une sorte d'échancrure » de la série méridionale des Petites Pyrénées. Beaucoup plus simple, l'hypothèse de M. Léon Bertrand [57, p. 262], qui invoque seulement l'étiement du flanc renversé du Synclinal de Cassagne-Fabas sous la masse triasique, doit être plus voisine de la vérité. La situation du Trias dans la vallée du Lens s'expliquerait alors par un ensellement relativement peu marqué du chevauchement.

C. — LA BORDURE MÉRIDIONALE DE LA ZONE CÉNOMANIENNE

Suivons une fois de plus la Zone cénomaniennne de l'Est à l'Ouest, sur le front du Massif de l'Arize, jusqu'au Salat et même, au delà, jusqu'à la vallée de la Garonne, sur le front du massif hercynien plus occidental de Milhas, en examinant maintenant la bordure méridionale des couches cénomaniennes, afin de préciser leurs relations avec les terrains plus récents du revêtement posthercynien commun aux Massifs de l'Arize et de Milhas.

Le contact de la Zone cénomaniennne et de la couverture secondaire antécénomaniennne du Massif de l'Arize depuis Garrodoumeng jusqu'à la vallée du Salat. — Dès leur apparition à Garrodoumeng et jusqu'à Fourné, les couches cénomaniennes succèdent régulièrement aux marnes albiennes de Laplagne et de Las Fajanes dans le flanc inverse que dessine, au méridien de Cadarcet, la couverture secondaire du Massif de l'Arize.

En face de Fourné, les couches albiennes disparaissent sur la bordure méridionale du Cénomanien, qui suit au delà les calcaires urgoniens de Calvets et de Péléchou, puis coupe obliquement le repli de dolomie jurassique de Lasfites

¹ Ce recouvrement est mis en évidence, de la manière la plus nette, par le sondage de la Plâtrière [57, fig. 2, coupe II], qui a atteint, sous 65 m. de Trias et 10 m. de brèche gypseuse, les grès nummulitiques.

et de Larché, avant d'atteindre l'axe de l'Anticlinal de Laquère. En effet, au Nord et au NW d'Aron, les couches cénomaniennes viennent successivement en contact avec les divers termes du flanc inverse de ce pli, depuis les calcaires urgoniens jusqu'aux calcaires liasiques qu'elles atteignent au Sud de Rivemale (fig. 46, coupe 3). A l'Ouest du vallon du ruisseau de Cassagnes et jusqu'à la vallée de l'Arize, la limite méridionale de la Zone cénomaniennne est à peu près parallèle à l'axe de l'Anticlinal de Laquère; cependant deux fois, à l'Ouest de Tézaut, d'une part, entre Aillères et Sentenac, d'autre part, des inflexions de cet axe vers le Nord amènent la disparition totale ou partielle du flanc inverse de l'anticlinal au contact du Cénomanienn. Une disposition analogue est réalisée sur la rive gauche de l'Arize, entre cette vallée et celle de Clermont, où, localement le noyau triasique de Carrère, redressé à la verticale, vient buter directement vers le Nord contre le Cénomanienn par un contact fort incliné, ainsi que le montre la coupe visible sur la route de Clermont.

Depuis Garrodoumeng jusqu'à la vallée de l'Arize, le Cénomanienn conserve son pendage d'ensemble de 45° vers le Sud. Par contre, la série antécénomaniennne, qui, au Nord de Cadarcet, était couchée à 45° , se redresse peu à peu plus à l'Ouest, si bien que le flanc inverse de l'Anticlinal de Laquère montre des pendages moyens de 75° Sud.

Ainsi, *entre Garrodoumeng et la vallée de l'Arize, le Cénomanienn plonge à 45° vers le Sud sous la couverture secondaire du Massif de l'Arize, dont il coupe obliquement les accidents structuraux.*

Cette disposition est comparable à celle que nous a révélée l'étude de la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy. Elle me paraît pouvoir s'expliquer facilement par le simple jeu de la discordance antécénomaniennne. L'allure des contours semble bien montrer, en effet, qu'il n'y a nullement étirement mécanique des couches antérieures au Cénomanienn le long de la bordure de la Zone cénomaniennne, mais que seule la disharmonie de plissement amène les plis antécénomaniens à être tronqués de la manière la plus irrégulière par cette bordure. Lorsque l'on peut suivre les contours des couches antécénomaniennes, et cela est surtout facile pour le contact des dolomies jurassiques et des calcaires urgoniens, fréquemment souligné par une bande de bauxite, on voit ces couches coupées obliquement, ou même à angle droit, par la limite du Cénomanienn, sans subir à l'approche de celle-ci la moindre inflexion.

Depuis la vallée de Clermont jusqu'au méridien de Saint-Girons, où les alluvions de Chaumarti masquent localement son tracé, la limite méridionale de la Zone cénomaniennne reste à peu près parallèle à l'axe de l'Anticlinal de Seille. Sauf à l'Ouest de Cabos, où cette limite coupe obliquement, suivant une disposition que l'existence de plissements antécénomaniens explique parfaitement, un repli orienté N-S de l'Anticlinal de Seille, les couches cénomaniennes se montrent, d'une manière à peu près constante, en contact avec les calcaires urgoniens du flanc nord de l'Anticlinal de Seille. Dans ce secteur encore, on ne dispose pas de coupes profondes permettant d'observer effectivement l'inclinaison

du contact, si bien que l'on doit la déduire de la considération des pendages et de l'allure du tracé en plan de ce contact.

Les rares pendages visibles dans les calcaires urgoniens très massifs, qui forment de Gardou à Gabax une bande presque continue constituant au Nord de Montesquieu-Avantès et de Bardies la crête qui domine le Volp, sont voisins de la verticale; le flanc nord de l'Anticlinal de Seille est partout très redressé. L'inclinaison des schistes et des grès cénomaniens est beaucoup plus facile à mesurer; d'une manière générale, les couches cénomaniennes sont subverticales ou plongent fortement vers le Sud sur la bordure méridionale de leur affleurement.

La trace superficielle du contact du Cénomanien et des termes plus récents de la couverture secondaire du Massif de l'Arize est, sinon rectiligne, du moins, sauf au Nord de Montesquieu-Avantès, exempte d'inflexions brusques et tout au plus largement sinueuse. Le contact en question me paraît donc être très redressé, fortement incliné au Sud, dans la majeure partie de son tracé (pl. VII, coupes 27 et 28).

Cependant, au Nord de Montesquieu-Avantès le contact des schistes cénomaniens et des calcaires urgo-aptiens dessine des sinuosités très accusées. Les calcaires urgoniens forment, au Nord de las Roques, de Burch et d'Enlenne, une crête continue dominant le ruisseau du Volp, qui coule en contre-bas dans les schistes cénomaniens. Le contact des deux formations passe au Nord de la cote 537 et se poursuit à mi-pente sous la falaise calcaire. Son tracé met parfaitement en évidence l'allure discordante des couches cénomaniennes. Il révèle aussi un petit chevauchement local des calcaires urgoniens sur celles-ci au Nord d'Enlenne. A l'endroit où le sentier, qui mène de la vallée du Volp à cette ferme, atteint la crête urgonienne, on peut, en effet, observer que, sur une quinzaine de mètres, les calcaires urgoniens reposent par une surface subhorizontale sur la tranche des schistes cénomaniens à schistosité verticale. Il y a là un véritable chevauchement, qui est, sans doute, déterminé par un glissement des calcaires sur les schistes; mais c'est là un accident tout à fait local et le contact du Cénomanien et de l'Urgonien reprend très vite, plus à l'Ouest, sa forte inclinaison (pl. VII, coupe 29).

Au Nord de Montesquieu-Avantès, le saillant vers le Nord le plus accusé des calcaires urgoniens amène ceux-ci à redescendre jusque sur la rive droite du Volp, où sont creusées dans leur masse les grottes d'Audoubert. Cette avancée des calcaires urgoniens vers le Nord dans un bas-fond, au confluent du Volp et d'un de ses affluents de rive droite, ne saurait en aucune façon indiquer l'intersection par la surface topographique d'un plan de contact du Cénomanien et de l'Urgo-Aptien faiblement incliné et à pendage Sud¹. Il correspond, au contraire,

¹ A ce sujet, l'existence d'un petit repli synclinal de schistes cénomaniens qui, séparant la protubérance des calcaires urgoniens d'Audoubert de l'affleurement principal de ceux-ci, remonte sur la rive gauche du Volp au Nord de Poncet, est très caractéristique. Les couches cénomaniennes sont verticales; obliques à la direction générale de ce repli, elles sont coupées en biseau par le contact des calcaires urgoniens, disposition qui met parfaitement en évidence la discordance antécénomaniennne.

à une ondulation du plan de contact qui reste très redressé, à un renflement, dans la masse des schistes cénomaniens, des calcaires urgoniens, limités par des contacts verticaux.

M. R. Buxtorf [61, p. 114] a étudié le contact de la Zone cénomaniennne et de l'accident anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan et de Bonrepaux, repli frontal de la couverture secondaire du Massif de l'Arize vers la terminaison occidentale de celui-ci. Il lui reconnaît partout une forte inclinaison vers le Sud.

Immédiatement à l'Ouest de la route d'Audinac, au Nord de Lara et de Bouchou, M. R. Buxtorf a découvert, en avant de la barre verticale de calcaires urgoniens qui prolonge celle de Bardies et de Gabax, une étroite bande de schistes noirs albiens identiques à ceux d'Illajole et fournissant les mêmes fossiles. Les schistes albiens sont verticaux ; vers le Sud, ils passent insensiblement aux calcaires gris clair de l'Urigo-Aptien par l'intermédiaire de calcaires marneux noirâtres ; vers le Nord, ils s'appuient contre les couches cénomaniennes, elles aussi très redressées. Je ne crois pas, pour ma part, que l'on puisse en ce point, où est réalisée une disposition en flanc inverse complet, comparable, sauf en ce qui concerne l'inclinaison, à celle analysée (p. 342) au Nord de Cadarcet, parler d'un contact mécanique entre les terrains cénomaniens et les terrains plus anciens de la couverture de l'Arize.

À l'Ouest des alluvions de Chaumarti, le plan de contact de la Zone cénomaniennne avec le flanc nord de l'Anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan et avec le Trias de Bonrepaux est encore très redressé. La trace de ce contact, qui, entre Taurignan-Castet et Cap de la Lane, est masqué sous la plaine du Salat, montre deux inflexions très accusées vers le Nord. D'une part, à l'Ouest de Sarrade, les calcaires urgoniens du flanc nord de l'Anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan, d'autre part, au Nord de Bonrepaux, les couches triasiques s'avancent à l'intérieur de la Zone cénomaniennne (pl. VIII, coupes 30 et 31). Cette allure des contours est indépendante de la topographie. Elle n'est pas le résultat d'un phénomène d'intersection ; mais elle indique seulement, comme l'a très bien vu M. R. Buxtorf, les ondulations d'un plan de contact toujours redressé¹. Il est difficile de dire s'il y a contact mécanique ou seulement contact transgressif entre la Zone cénomaniennne et l'accident anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan et de Bonrepaux. Certes, la discordance des couches cénomaniennes sur un substratum déjà plissé peut expliquer bien des dispositions en apparence aberrantes ; cependant, la disparition progressive et complète du flanc nord de l'Anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan entre Lara et Bonrepaux peut être due à l'existence locale d'un plan de rupture qui suivrait ici la bordure méridionale

¹ Je ferai remarquer combien est caractéristique à ce sujet, sur la carte au 1 : 50.000 de M. R. Buxtorf, la direction générale des couches cénomaniennes sur la bordure méridionale de leur affleurement. Elles s'infléchissent vers le Nord en face des deux avancées que font dans la Zone cénomaniennne l'Urigo-Aptien de l'Ouest de Sarrade et le Trias du Nord de Bonrepaux.

de la Zone cénomaniennne. Quoi qu'il en soit, ce plan de rupture ou de contact transgressif est certainement très redressé.

Le contact de la Zone cénomaniennne et de la couverture secondaire antécénomaniennne des Massifs de Milhas et de la Barousse, depuis la vallée du Salat jusqu'à la limite occidentale de la Feuille de Saint-Gaudens. — L'accident anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan et de Bonrepaux ne dépasse pas vers l'Ouest le méridien de Bonrepaux, où les couches triasiques disparaissent entre les alluvions du Salat et la Zone cénomaniennne. Au delà vers l'Ouest, les plis qui affectent la couverture commune au Massif de Milhas et à celui de la Barousse viennent se terminer obliquement contre la limite méridionale de la Zone cénomaniennne. Anticipant ici sur l'étude de ces terrains secondaires, qui sera faite plus loin (p. 407), j'énumère, de l'Est à l'Ouest, les formations qui viennent successivement en contact avec la Zone cénomaniennne. Ce sont : à la traversée du Salat, les schistes albiens de Lacave, appartenant au Synclinal de Surroque ; puis, au Nord de Saleich, un petit pointement triasique, qui me paraît indiquer le prolongement de l'accident anticlinal de Prat et de Montgauch et du pli-faille de Montégut ; au delà et jusqu'à la vallée du Ger, les schistes albiens de Castelbiague et de Couret ; puis, entre Encausse et Saint-Laurent-de-Neste, les calcaires urgoniens qui jalonnent l'anticlinal dont le noyau jurassique affleure à Nistos ; enfin, vers l'extrémité occidentale de la Feuille de Saint-Gaudens, un repli albien encore plus septentrional.

Carez [94, III, p. 1800] traçait à travers toute la Feuille de Saint-Gaudens, le long de la bordure méridionale de la Zone cénomaniennne, une faille, dénommée par lui faille de Rouède. Je crois personnellement que, sur tout son parcours, le contact du Cénomanien et des couches plus récentes de la couverture des Massifs de Milhas et de la Barousse n'est pas un contact mécanique. La discordance de dépôt du Cénomanien sur les terrains plus anciens explique parfaitement, aussi bien les discordances angulaires des couches de part et d'autre du contact ¹, que l'obliquité des plis antécénomaniens par rapport à la bordure de la Zone cénomaniennne.

Seule l'existence d'un *petit pointement de Trias au Nord de Chac* (hameau de la commune de Saleich) pourrait, à la rigueur, indiquer localement l'existence d'un accident important au Sud de la Zone cénomaniennne (pl. VIII, coupe 32). Je ne le crois pas. Le Trias affleure au Nord de Chac dans une petite dépression que l'on atteint au carrefour de deux chemins, au Sud de la cote 448 ² ; on voit quel-

¹ La discordance est visible et bien nette en de nombreux points. Je citerai, en particulier, la disposition réalisée dans la vallée de l'Arbas, où la route de Castelbiague recoupe au Sud de Pédet Bonsquet le contact des schistes et des grès cénomaniens à pendages 45° Nord et des schistes albiens qui, participant au renversement d'ensemble de la couverture septentrionale du Massif de Milhas, plongent vers le Sud.

² Le pointement de Trias du Nord de Chac, que M. Buxtorf a omis de figurer sur sa carte au 1 : 50.000 [64, pl. 1], a été reconnu par Carez et figuré par lui sur la Feuille de Saint-Gaudens d'une manière très schématique qui laisserait supposer une bien plus vaste extension que celle qu'il montre en réalité. Carez s'exprime, à son sujet, [94, III, p. 1801] en ces termes : « De plus je crois, sans pouvoir l'affirmer positivement en raison de l'exiguité des affleurements visibles, qu'il y a un lambeau de Trias au Nord de Saleich vers le point 448, à la limite des deux séries ».

ques pointements de ce terrain sur les pentes du vallon qui se dirige vers le NE, tandis que son affleurement principal suit le chemin qui prend la direction du NW. Le Trias est représenté par des argiles bariolées gypsifères, des bancs de cargneules et de calcaires chamois. Il est possible que le Trias du Nord de Chac indique le prolongement de l'affleurement de Bonrepaux; je le croirais, toutefois, plutôt enraciné en profondeur sur la même ride anticlinale que celui de Prat et de Montgauch, ride qui viendrait ainsi buter obliquement contre la limite méridionale de la Zone cénomaniennne, de la même façon que tous les autres plis de la couverture commune aux Massifs de l'Arize et de Milhas. L'état des lieux ne permet guère de dire si le pointement triasique est intercalé suivant le contact du Cénomanienn et de l'Albien du Nord de Saleich, ou s'il est distinct de la Zone cénomaniennne et noyé dans les schistes albiens. La question n'a d'ailleurs pas une importance majeure. En plusieurs points, dans les environs de Saleich, le Trias profond a giclé dans la couverture secondaire et traversé des roches très diverses, pour venir au jour en des pointements, certainement enracinés, mais dans une situation anormale¹. On peut très bien concevoir que le plan de contact du Cénomanienn et de l'Albien ait été injecté de Trias dans les mêmes conditions, sans que ce fait indique que le contact en question soit un contact mécanique important.

Conclusions. — En quels termes l'analyse qui précède nous permet-elle de répondre à la question posée relativement aux relations de la Zone cénomaniennne avec les ensembles structuraux qui la bordent, c'est-à-dire, d'une part, avec le système du Plantaurel et des Petites Pyrénées, vers le Nord, d'autre part, avec la couverture secondaire des Massifs de l'Arize, de Milhas et de la Barousse, vers le Sud ?

1° *Au moins à l'Ouest de la vallée de l'Arize et jusqu'à celle de la Garonne, au delà de laquelle les alluvions du Plateau de Lannemezan ne permettent pas de suivre les accidents avec quelque continuité, la Zone cénomaniennne est limitée, sur sa bordure septentrionale, par un contact anormal important, qui la sépare de la série méridionale des Petites Pyrénées.* Cet accident, que j'appelle le *chevauchement de la Zone cénomaniennne de Camarade et de Salies-du-Salat*, représente sur les Feuilles de Pamiers et de Saint-Gaudens le relais occidental du chevauchement frontal pyrénéen. Il est jalonné par des masses profondes de Trias, qui, poussées du bas vers le haut, sont venues au jour et se sont épanchées en avant des terrains cénomaniens dans plusieurs affleurements, dont les plus importants sont ceux de Betchat et de Salies. Mais, d'une façon générale, la surface frontale de la Zone cénomaniennne correspond à un plan qui plonge vers le Sud avec une inclinaison très forte. On ne peut donc pas parler d'un charriage de la Zone cénomaniennne sur les Petites Pyrénées. Le déplacement tangentiel est presque partout insignifiant.

2° Par contre, il me semble résulter des faits observés sur la bordure méridio-

¹ Voir p. 418.

nale de la Zone cénomaniennne que celle-ci ne constitue pas un ensemble tectonique indépendant de la couverture des Massifs de l'Arize, de Milhas et de la Barousse. Toutes les dispositions réalisées le long du contact des couches cénomaniennes et des terrains plus anciens, que ce contact plonge de 45° vers le Sud, comme à l'Est de la vallée de l'Arize, ou qu'il soit fort redressé, comme à l'Ouest de cette vallée, trouvent, je crois, une explication dans l'existence de la phase de plissement antécénomaniennne. Le Cénomanien ne représente que le terme le plus élevé de la couverture secondaire des massifs hercyniens. La disposition de la Zone cénomaniennne au Nord des Massifs de l'Arize, de Milhas et de la Barousse est la même que celle de la couverture cénomaniennne de la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy. Le Cénomanien est seulement discordant sur les terrains plus anciens de la couverture posthercynienne, comme l'est aussi celui des lambeaux de Saurat, d'Oust-Massat et d'Arbas.

CHAPITRE IV

LES MASSIFS DE LA HAUTE-GARONNE ET DES HAUTES-PYRÉNÉES, ENTRE LA VALLÉE DU SALAT ET LA VALLÉE DE LA NESTE

I

LA RÉGION COMPRISE ENTRE LES VALLÉES DU SALAT ET DU GER

SOMMAIRE

I. — LA TERMINAISON OCCIDENTALE DU MASSIF DE L'ARIZE

1. — L'ennoyage du Massif de l'Arize vers l'Ouest sous sa couverture secondaire.
Le Synclinal couché de Surroque.
2. — Le repli frontal de la couverture secondaire du Massif de l'Arize : l'accident anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan et de Bonrepaux.
Conclusions.

II. — LA RIDE ANTICLINALE DES MASSIFS DES TROIS-SEIGNEURS ET DE MILHAS. — LEUR COUVERTURE SECONDAIRE

I. — *Le substratum hercynien.*

- A. — *Le pli-faille d'Alas et de Béouch.*
- B. — *Le Massif primaire de Milhas.*

II. — *La couverture secondaire antécénomaniennne.*

A. — La couverture secondaire antécénomaniennne au Nord de l'alignement des massifs hercyniens des Trois-Seigneurs et de Milhas.

I. — *La couverture secondaire entre les vallées du Lez et de l'Arbas.*

1. — Le pli-faille de Montégut et les accidents triasiques de Montgauch et de Prat.
2. — Le massif synclinal de la Forêt de Larroque et du Pic de Lestélas.
 - a) Synclinal du Tuc de Castérot ;
 - b) Anticlinal du Col d'Aban ;
 - c) Synclinal de la Forêt de Larroque et du Pic de Lestélas.
3. — L'Anticlinorium de Balaguères.
 - a) Dôme hercynien de Coumo Cabo ;
 - b) Anticlinal de Paracoch ;
 - c) Anticlinal de Vigneau.

II. — *La couverture secondaire entre les vallées de l'Arbas et du Ger.*

B. — La couverture secondaire antécénomaniennne au Sud de l'alignement des massifs hercyniens des Trois-Seigneurs et de Milhas.

1. — Le Synclinal métamorphique des schistes de la Bellongue.
Les calcaires métamorphiques.
Les schistes métamorphiques de la Bellongue.
L'extrémité orientale du Synclinal des schistes de la Bellongue. — Les massifs ophitiques de Castillon, de Sor et de Salsein.
Le bord méridional de l'affleurement des schistes de la Bellongue.
2. — La couverture secondaire au Sud du Massif de Milhas.
 1. — Synclinal de la Forêt d'Arbas.
 2. — Anticlinal de la Fontaine de l'Ours :
 - a) Le flanc nord de l'Anticlinal de la Fontaine de l'Ours. — Les calcaires métamorphiques d'Herran et de Labaderque ;
 - b) Le flanc sud de l'Anticlinal de la Fontaine de l'Ours.
 3. — Synclinal de Saint-Lary et du Sourd :
Les roches vertes de la Haute-Bellongue ;
Le métamorphisme des calcaires et des schistes de la Haute-Bellongue.
 4. — Anticlinal du ravin d'Illous.
 5. — Synclinal du Pic de Piéjeau.
3. — Le contact de la Zone primaire axiale et des terrains secondaires entre Castillon et la vallée du Ger.

III. — La couverture cénomaniennne du Massif de Milhas. — Le Synclinal d'Arbas et de Fougaron.

- A. — *La nature et l'allure des couches de l'affleurement d'Arbas.*
- B. — *La périphérie de l'affleurement cénomanienn d'Arbas et de Fougaron :*
 1. — La bordure septentrionale ;
 2. — La bordure occidentale ;
 3. — La bordure méridionale ;
 4. — La terminaison orientale du synclinal :
Coupe de la crête du Sommet du Bosc Capsat ;
Terminaison du synclinal au-dessus du ravin de la Ille.
Conclusions.

Au Sud de Saint-Girons, entre les vallées du Salat et du Lez, le Massif de l'Arize s'ennoe vers l'Ouest sous sa couverture secondaire, cependant qu'un repli frontal de celle-ci, l'Anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan, se poursuit jusqu'à Bonrepaux, sur la rive droite du Salat. Au Sud, par les terrains secondaires reployés dans le Synclinal couché de Surroque, la couverture du Massif de l'Arize entre en continuité avec celle du massif, plus interne, des Trois-Seigneurs. Sur la rive gauche du Lez, le Massif des Trois-Seigneurs s'ennoe à son tour sous les terrains secondaires. Cependant, toujours poussé au Nord et ne trouvant plus de résistance, du fait de l'ennoyage du Massif de l'Arize, il se morcelle sans doute en profondeur suivant plusieurs rides divergentes qui sont indiquées par les replis de la couverture secondaire. Le plus frontal de ces replis, exclusivement formé de terrains secondaires, chevauche directement le Synclinal de Surroque ; c'est le pli-faille de Montégut et de Montgauch. Un pli plus méridional, le pli-faille d'Alas et de Béouch, correspond à un accident anticlinal majeur ; le Primaire y surgit à nouveau de la profondeur sur le prolongement du socle des Trois-Seigneurs ; ainsi, s'établit une continuité profonde entre ce massif et le massif plus occidental de Milhas.

Ce rapide aperçu, qui permet de situer les grands ensembles structuraux du secteur considéré, trace aussi le plan de l'étude détaillée qui va suivre, celui qu'indique le sommaire placé en tête du chapitre.

I. — LA TERMINAISON OCCIDENTALE DU MASSIF DE L'ARIZE

I. — L'ENNOYAGE DU MASSIF DE L'ARIZE VERS L'OUEST

SOUS SA COUVERTURE SECONDAIRE.

LE SYNCLINAL COUCHÉ DE SURROQUE

Avant d'entreprendre une étude détaillée, en particulier de suivre, entre Soueix et Eycheil, la bordure occidentale du Massif primaire de l'Arize, pour étudier les relations de ce massif avec les terrains secondaires des environs de Saint-Girons, le simple examen de la Carte au 1/200.000 (pl. IX) appelle une remarque importante. Cette carte montre deux saillants dans le contour du massif, d'une part vers le NW en face d'Eycheil, à la traversée du Salat, d'autre part vers le SW dans le profond ravin de la rivière d'Alos, en aval du village. Les deux dispositions réalisées sont déjà typiques ; de plus, le contact du Primaire et du Secondaire plonge au NW à Eycheil, au SW dans le ravin d'Alos ; dans les deux cas l'inclinaison est voisine de 45°. Déjà s'affirme ainsi le fait, que toutes les observations de détail confirment : *le Massif de l'Arize plonge vers l'Ouest sous les couches secondaires des environs de Saint-Girons.*

J'ai déjà insisté (p. 247) sur le caractère anormal du contact qui met en présence dans la vallée du Salat, au Nord de Soueix, les schistes siluriens¹ du Massif des Trois-Seigneurs et les gneiss du Massif de l'Arize. Ce contact est un contact mécanique, une cassure importante qui sépare les deux massifs, tous deux enracinés, mais correspondant à deux plis de fond différents.

Le hameau de Saint-Sernin est tout entier construit sur les schistes siluriens² ; mais, immédiatement à l'Ouest, apparaît la couverture secondaire pincée entre les deux massifs, d'abord suivant une étroite bande verticale située sur le prolongement d'une des bandes synclinales de la rive droite du Salat. Le manelon 833 est constitué par des calcaires du Lias inférieur ; le vallon qui le suit au Nord, montre la série schisteuse du Lias moyen et supérieur ; puis vient une nouvelle crête formée de dolomies jurassiques. Toutes ces couches secondaires sont verticales ; au Sud, les calcaires liasiques succèdent régulièrement aux schistes siluriens du Massif des Trois-Seigneurs, au Nord, des dolomies jurassiques butent par un contact mécanique vertical contre les gneiss de la Frèthe et de Bourdenac qui appartiennent au Massif de l'Arize. Cette série représente donc

¹ L'âge de ces schistes a été établi par M. L. Bertrand et par Carez [17], qui ont montré leur continuité avec ceux de Biert, d'Alos et l'Engomer.

² J'invite le lecteur à consulter la carte de la planche II.

un témoin de la couverture secondaire du Massif des Trois-Seigneurs, pincé verticalement suivant le contact de ce massif et de celui de l'Arize.

Cette lame synclinale se poursuit vers l'Ouest dans la même situation. Une coupe de direction méridienne (pl. III, coupe 12), passant par le sommet 927, y révélerait une disposition analogue, seulement compliquée d'un étirement local du Lias schisteux.

Plus à l'Ouest, la série se complète à son sommet, c'est-à-dire vers le Nord, par l'apparition de calcaires urgoniens entre les dolomies jurassiques et les gneiss de l'Arize. En même temps, le contact des deux massifs hercyniens, qui était vertical dans la vallée du Salat, commence à se coucher au Nord et, comme lui, se couche le témoin de la couverture secondaire du Massif des Trois-Seigneurs. Ce renversement des pendages, bien mis en évidence aussi par l'allure des contours, est très net dans le vallon du Nord de Goutech et surtout dans le profond ravin qui sépare le sommet 927 du massif du Cap de la Régio. La série secondaire, plongeant au Sud, traverse ce ravin et prend une direction SE-NW, pour couper à peu près normalement la crête du Cap de la Régio, suivant laquelle elle comporte, du SW au NE, la succession suivante :

- 1^o les calcaires liasiques du sommet 1020 ;
- 2^o une étroite bande de schistes du Lias moyen et supérieur ;
- 3^o les dolomies jurassiques de Massouzes et du Cap de la Régio ;
- 4^o les calcaires urgoniens, qui, rapidement devenus très épais, occupent le sommet 1096 et forment les beaux escarpements du Bois de Castillech.

Cette série représente encore la couverture secondaire renversée du Massif des Trois-Seigneurs. En effet, les calcaires liasiques du sommet 1020 succèdent régulièrement à un petit pointement de granite qui injecte les schistes siluriens au Sud du Cap de la Régio. Au Nord, le contact de la série secondaire et du Massif de l'Arize se présente encore ici comme un contact mécanique ; les calcaires urgoniens, plongeant au SW, reposent directement sur les gneiss ou sur les schistes siluriens ¹.

Tout le massif du Bois de Castillech, s'étendant de la crête du Cap de la Régio jusqu'à la vallée de la rivière d'Alos, est constitué par la même succession de couches secondaires qui, renversées sous le front du Massif des Trois-Seigneurs, chevauchent le Primaire et les terrains cristallins de l'Arize (fig. 51, coupe 1). La série secondaire s'y complète à la base, c'est-à-dire au Sud, par du Trias, dont les argiles bariolées affleurent dans les lacets de la route d'Alos.

Dans la même région, des replis plus méridionaux conservent du Secondaire, à l'état de témoins synclinaux, sur les terrains anciens du Massif des Trois-Seigneurs. Le plus étendu de ces témoins est représenté par les calcaires liasiques qui forment les pentes occidentales et le sommet du Pic de la Quère.

¹ Suivant ce contact, j'ai trouvé sous l'Urgonien, dans le petit vallon qui descend au ravin à l'Est du sommet 1096, des schistes et un petit affleurement de dolomies jurassiques. Les schistes semblent correspondre à une intercalation dans les calcaires urgoniens ; les dolomies appartiennent, sans doute, au flanc nord du synclinal qui, jusque-là étiré, va apparaître définitivement sur la rive gauche de la rivière d'Alos.

Ces calcaires reposent sur le granite ou sur les schistes siluriens ; ils sont très redressés et affectés de la même direction NW-SE que la bande du Bois de Castillech. Sur le sentier d'Alos à Montarna j'ai trouvé à leur base, au contact du granite, un petit affleurement d'ophite. Plusieurs autres lambeaux, de taille plus restreinte, des mêmes calcaires liasiques se rencontrent au Sud et au SE du Pic de la Quère.

En arrière du repli frontal du Bois de Castillech, ces témoins synclinaux de la couverture secondaire du Massif des Trois-Seigneurs se mettent parfaitement en direction, d'une part vers le NW avec ceux d'Engomer et d'Autère sur la rive droite du Salat, d'autre part vers le SE avec la bande de calcaires marmoréens de Sentenac. La série secondaire du Bois de Castillech, que nous verrons se poursuivre dans le Synclinal de Surroque, les lambeaux du Pic de la Quère, ceux d'Engomer et d'Autère, la bande métamorphique de Sentenac enfin, sont autant de témoins respectés par l'érosion d'une même couverture, primitivement continue au-dessus du Massif des Trois-Seigneurs. Il est fort intéressant de constater la disparition du métamorphisme dans les terrains secondaires en passant, du SE au NW, de la bande de Sentenac au lambeau du Pic de la Quère et au pli de Surroque. Le métamorphisme n'affecte que la partie méridionale de la couverture du massif et, une fois de plus, il s'affirme incapable de caractériser un ensemble tectonique.

La coupe de la rivière d'Alos est particulièrement instructive et je la décrirai avec quelque détail. La barre urgonienne renversée du Bois de Castillech traverse la profonde vallée et son tracé en plan y subit une inflexion très nette vers le SW. Elle remonte sur la rive gauche, pour former l'entablement rocheux qui court au Nord du Cap de Tucoredoné et du Tuc de la Juguelle.

Sur la rive droite de la rivière d'Alos, la barre urgonienne paraît directement renversée sur les schistes siluriens¹ : ceux-ci affleurent une centaine de mètres à peine en avant de l'Urgonien, le contact immédiat étant masqué par de puissants éboulis. Couchée au Nord, la couverture du Massif des Trois-Seigneurs, avec une série ascendante qui va du Trias à l'Urgonien, repose toujours directement sur le Massif de l'Arize par un contact mécanique incliné à 45°.

La rive gauche de la rivière montre, par contre, une disposition nouvelle. En redescendant la vallée à partir du village d'Alos, on trouve d'abord, au Nord des schistes siluriens injectés de granite qui affleurent sous le village, la même couverture secondaire du Massif des Trois-Seigneurs, toujours renversée et prolongeant la série du Bois de Castillech. Elle comporte aussi du Trias gypseux, du Lias calcaire, une étroite bande de Lias schisteux, une puissante série de dolomies jurassiques, enfin les calcaires urgoniens². Vers l'aval, 100 mètres

¹ La disposition ici décrite est figurée sur la carte au 1 : 50.000 de la planche II.

² La puissante série urgonienne, que l'on peut traverser dans le thalweg ou en suivant le sentier d'Artiguemale à Atès, est uniquement représentée par des calcaires gris clair à sections de *Toucasia* sans la moindre intercalation schisteuse. Nous ne verrons apparaître qu'à l'Ouest de la vallée du Lez le faciès de l'Aptien propre aux régions plus occidentales et caractérisé par la présence d'une intercalation de schistes et de calcaires marneux entre deux barres de calcaires gris.

environ avant d'atteindre le pont sur lequel la route traverse la rivière, on atteint la limite inférieure des calcaires urgoniens. Le petit sentier, qui, en face du pont, monte vers Atès et dessert toute une série de granges étagées sur les pentes très raides, montre déjà des schistes primaires verticaux. Ces schistes sont très altérés, terreux et colorés en rouge ou jaune brique ; ils passent en aval, sur le bord de la route, à des schistes ardoisiers mieux caractérisés, noirs, très siliceux, dans lesquels est monté le granite de Lacourt et d'Erp ¹. Ils appartiennent au Massif de l'Arize. Entre ces schistes et la barre urgonienne j'ai trouvé, en face des granges les plus basses qu'atteint le sentier en face du pont, dans le petit vallon que la Carte figure assez fidèlement, un petit affleurement de grès et de schistes rouges du Permo-Trias. Ces assises permienes sont suivies au Sud par des calcaires lités qui me paraissent pouvoir être attribués au Lias et par des dolomies noires certainement jurassiques. Cette observation est très intéressante : la situation du Permo-Trias prouve l'âge paléozoïque des schistes qui affleurent sous eux en face du pont ; la présence de Lias et de dolomies jurassiques sous l'Urgonien renversé commence à traduire une disposition synclinale dans la série secondaire traversée par le ravin d'Alos : ces terrains appartiennent au flanc nord, jusque-là entièrement étiré, d'un synclinal couché entre les Massifs des Trois-Seigneurs et de l'Arize.

En réalité, si ce petit affleurement de calcaires liasiques et de dolomies jurassiques représente certainement un témoin du flanc nord du synclinal et si ces terrains paraissent bien recouvrir d'une manière régulière, par l'intermédiaire de grès permo-triasiques, les schistes primaires de l'Arize, il n'en est pas moins séparé par un contact anormal du flanc sud du synclinal, c'est-à-dire de la couverture régulière du Massif des Trois-Seigneurs. Les calcaires urgoniens inclinés à 45° reposent par un contact anormal sur la dolomie jurassique et les calcaires liasiques qui, eux, sont beaucoup plus redressés. Plus haut, au-dessus du thalweg, en remontant vers Atès, le Lias et la dolomie disparaissent même sous le chevauchement de l'Urgonien (fig. 51, coupe 2). Celui-ci arrive alors à recouvrir directement le Permo-Trias qui prend un très beau développement sur les schistes siluriens de l'Arize. Le contact mécanique qui limitait, au Nord, l'Urgonien du Bois de Castillech, se poursuit donc sous l'Urgonien de la rive gauche de la rivière d'Alos.

Ce n'est que plus au Nord que l'on voit s'éteindre cet accident et se constituer d'une manière définitive le flanc nord du synclinal, en même temps que la série se complète au sommet par des marnes albiennes. Sur la crête, en face d'Atès, les marnes albiennes apparaissent sous les calcaires urgoniens. Comme eux, elles plongent à 45° au SW et sont coupées obliquement par le contact du Permo-Trias. Vers le NW, les marnes albiennes se poursuivent, sous la crête du Cap de Tucoredone, dans le vallon qui mène à Montfaucon. Leur disposition synclinale se révèle dans le vallon qui, avec une orientation NE, court depuis Atès jusqu'à

¹ Je signale que la disposition figurée sur les Feuilles de Bagnères-de-Luchon et de Foix est toute différente. Les schistes siluriens que surmonte la barre calcaire sont, en particulier, attribués à tort à l'Albien.

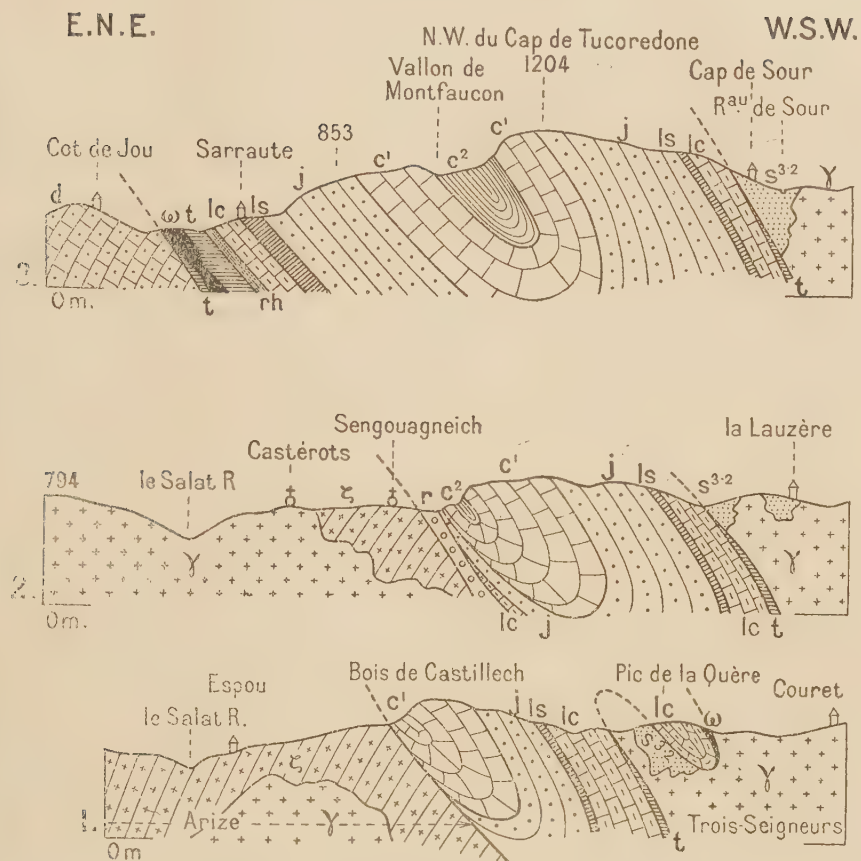


Fig. 51. — Coupes en série du Synclinal de Surroque au voisinage de la rivière d'Alos.
Echelle : 1/65.000.

γ granite ; ζ gneiss ; s³⁻² schistes ordoviciens ; d calcaires dévonien ; r Permo-Trias ; t Trias ; ω ophite ; rh Rhétien ; lc Lias inférieur calcaire ; ls Lias moyen et supérieur schisteux ; j dolomies jurassiques ; c' calcaires urgoniens ; c² marnes albiennes.

un petit col situé sous le hameau de Sengouagneich. Le thalweg du vallon marque à peu près la limite du Permo-Trias, puis des schistes siluriens, lorsque, près du col, le Permo-Trias s'est étiré. Les marnes albiennes restent en hauteur sur les pentes occidentales du vallon qui montrent, sous ces marnes, les calcaires urgoniens et la dolomie jurassique, d'abord très étirés. Ceux-ci appartiennent au flanc nord du synclinal. Cependant leur contact avec le Permo-Trias est encore anormal : la très nette obliquité, par rapport à ce contact, des couches secondaires, notamment des dolomies jurassiques, où des intercalations de bancs calcaires la mettent particulièrement bien en évidence, affirme l'existence

d'une surface de décollement, suivant laquelle la couverture du Massif des Trois-Seigneurs, repliée en un synclinal couché, repose sur l'Arize.

Les termes inférieurs de la série constituant le flanc nord du synclinal n'apparaissent qu'au Nord du col de Sengouagneich, dans le vallon qui descend vers Lacourt. Le Lias schisteux et le Lias calcaire se dégagent sous la dolomie jurassique en face du village de Sengouagneich, où ils reposent sur les schistes siluriens du Massif de l'Arize par l'intermédiaire d'un petit affleurement de grès et de schistes permo-triasiques qui prolonge celui d'Atès. Sous la maison Castérôts apparaît enfin le Trias gypseux qui, accompagné de pointements d'ophite, se développe suivant une large bande dans le fond du vallon jusqu'à Lacourt; là, il repose normalement sur les schistes carburés du Massif de l'Arize, ou bien sur le granite qui injecte ceux-ci. A Lacourt, le flanc nord du synclinal, entièrement reconstitué, devient la couverture normale du Massif de l'Arize; cette couverture n'est plus décollée de son substratum primaire. L'accident du col de Sengouagneich et d'Atès, accident que nous suivons depuis la vallée du Salat, s'est éteint, de sorte que la coupe que l'on peut relever au NW du Cap de Tucoredone (fig. 54, coupe 3), à travers les terrains secondaires pincés entre le Massif des Trois-Seigneurs et celui de l'Arize, montre le synclinal couché le plus simple et le plus régulier que l'on puisse concevoir. La couverture commune aux deux massifs est reployée dans un grand synclinal couché à 45° au NE; nous l'appelons *Synclinal couché de Surroque*, du nom donné dans le pays à la crête de calcaires urgoniens qui culmine au Sud. L'axe du synclinal est occupé par les marnes albiennes d'Atès et de Montfaucon; son flanc sud est renversé sous le Massif des Trois-Seigneurs.

Nous allons suivre successivement les deux flancs de ce synclinal dans la direction du NW.

Le flanc sud du synclinal couché de Surroque, depuis la rivière d'Alos jusqu'à la vallée du Lez.

La limite des terrains primaires du Massif des Trois-Seigneurs et de sa couverture secondaire renversée suit à peu près le vallon qui court d'Alos au Col de Portech. Elle passe un peu au Nord de ce col, où affleurent les schistes siluriens; puis, longeant les pentes nord du ruisseau de Sour, elle redescend vers la vallée du Lez. La série secondaire renversée offre toujours la même succession. Le sentier du Col de Portech recoupe, au NW d'Alos, des affleurements discontinus d'argiles bariolées, accompagnées de cargneules du Trias; ces affleurements recouvrent les calcaires liasiques qui plongent à 45° au SW; le Lias moyen et supérieur affleure suivant une étroite bande de schistes noirâtres; la dolomie noire du Jurassique moyen s'étale largement sur la crête du Cap de Tucoredone; enfin, renversés sous la dolomie, les calcaires urgoniens forment le bel entablement qui recouvre directement les schistes albiens du vallon de Montfaucon.

De l'autre côté du col, sur le versant du Lez, la disposition est la même. Je

n'entrerais pas ici dans des détails qui n'ont qu'un intérêt cartographique ; mais il y a lieu d'insister sur deux complications qui affectent l'allure des terrains secondaires : d'une part l'étiement de Surroque, d'autre part la subdivision de la série couchée au Nord par l'apparition d'axes anticlinaux supplémentaires, jalonnés de terrains triasiques.

L'étiement de Surroque. — Au Tuc de la Juguelle, les calcaires urgoniens, qui bordaient plus à l'Est le massif du Cap de Tucoredone, s'étirent progressivement vers le NW, jusqu'à leur disparition complète entre la dolomie jurassique et les marnes albiennes ; si bien que la barre rocheuse du sommet 912, qui redescend à la vallée du Lez à Moulis, est formée par des dolomies noires recouvrant directement les marnes albiennes du vallon de Montfaucon, suivant un plan dont le plongement est toujours de 45° au SW (pl. VIII, coupe 30).

Cet étiement, que j'appelle l'étiement de Surroque, est l'amorce de la disposition que nous verrons réalisée sur la rive gauche du Lez.

La subdivision de la série secondaire vers la traversée du Lez. — Dans la partie haute du vallon de Sour, les calcaires liasiques restent en hauteur sur la rive droite, au-dessus des granges du Barail, de la Bièle et de Sarrat-déros. Sous les maisons de Jouan, apparaît, à leur base, une bande de Trias gypseux qui, vers le NW, redescend au thalweg et se poursuit jusqu'au Lez. Mais, d'autre part, au-dessus de Jouan, le Trias surgit, au milieu des calcaires liasiques, en un anticlinal secondaire qui court en direction NW, atteignant presque, au Pas de Portilloue, la crête de dolomies jurassiques. Ce repli, comme tous ceux qui affectent la couverture, est couché au Nord.

Le Massif des Trois-Seigneurs subit, à l'approche de la vallée du Lez, une très rapide plongée axiale vers le NW. A la faveur de cet ennoyage, la couverture secondaire du massif montre, en bordure du Lez, en arrière du Synclinal de Surroque, des plis plus méridionaux qui, presque totalement enlevés ailleurs par l'érosion, ne nous avaient montré que le petit témoin du Pic de la Quère. Tous ces plis, orientés NW, sont couchés vers le NE.

La longue bande triasique du vallon de Sour s'étale en face du village de Luzenac et supporte deux petits replis synclinaux de calcaires liasiques. Des plis encore plus méridionaux ont laissé, au SE et au Sud d'Engomer, des lambeaux synclinaux de Keuper et de Lias inférieur, qui ont été signalés, dès 1904, par M. Léon Bertrand [17]. L'un d'eux, qui repose sur les schistes siluriens injectés de granite, occupe en partie les pentes septentrionales du mamelon d'Autère et s'étend jusque dans le lit du Lez. Un repli synclinal plus méridional, comportant un bel affleurement de Trias gypseux et des calcaires du Lias inférieur, est recoupé par la route de Loutrein à Engomer. Il est intéressant, avant de traverser le Lez, d'insister sur cette multiplicité des plis de la couverture secondaire du Massif des Trois-Seigneurs, car, sur la rive gauche de cette rivière, nous les verrons s'étaler largement en un faisceau de plis divergents dans le champ libre laissé par l'ennoyage de l'Arize.

Le flanc nord du synclinal couché de Surroque.

L'axe du Synclinal de Surroque, occupé par l'Albien, suit depuis Atès le vallon de Montfaucon ; il vient traverser le Lez immédiatement au Nord de Moulis ; puis il tourne au NNE ; sous les marnes albiennes, toutes les couches secondaires du flanc nord du pli enveloppent la terminaison occidentale du Massif de l'Arize.

Les calcaires urgoniens constituent, au Nord de la dépression albienne, toute une série de sommets boisés, en particulier ceux qui portent les cotes 989, 900 et 712. Plongeant à 45° au SW, les calcaires atteignent la vallée du Lez au SE d'Aubert, où ils montrent une splendide brèche, depuis très longtemps exploitée comme marbre sous le nom de « grand antique ». Les éléments de la brèche, des blocs de calcaire urgonien, noirs ou très foncés, cimentés par de la calcite blanche, sont riches en Orbitolines et en sections de Rudistes. A Aubert, la bande urgonienne tourne au NNE, subissant une inflexion de 90° ; après quoi, elle se dirige vers Lambège et Lédar, pour recouper la vallée du Salat à Saint-Lizier.

Les dolomies jurassiques, que, dans le vallon d'Atès à Sengouagneich, nous avons vu apparaître sous l'Urgonien au contact du Permien, prennent rapidement un beau développement sur les pentes méridionales du sommet 989. Elles montrent plusieurs intercalations de calcaires cristallins gris clair à grains fins, qui semblent représenter des témoins d'un calcaire primitif dont la masse aurait été incomplètement épigénisée, ainsi que nous en verrons de nombreux exemples sur la Feuille de Bagnères-de-Luchon.

La bande dolomitique, comportant toujours de telles intercalations calcaires, se poursuit vers Roc de Gabach et atteint le Sommet de Peyraudet (cote 703), avant de s'enfoncer sous l'Urgonien d'Aubert. Sur la rive gauche du Salat, elle occupe toute la région mollement vallonnée qui s'étend au SW de Saint-Girons. Le chemin de Saint-Girons à Glouriette fournit de beaux affleurements de dolomies jurassiques ; très noires, parfois bréchoïdes, souvent finement litées, elles sont cependant en général massives et très grossièrement cristallines.

Le Lias, avons-nous dit (p. 396), apparaît sous la dolomie jurassique sur les pentes orientales du sommet 989, en face de Sengouagneich. Il se poursuit à mi-pente au-dessus du vallon de Lacourt. Les schistes et les calcaires roux du Lias supérieur et moyen affleurent sous le hameau de Millas, où ils atteignent le sentier de Sournis, et supportent un petit îlot synclinal de dolomie jurassique. Plongeant toujours au SW et recouvrant le Lias calcaire, ils forment une étroite bande qui passe par Sarrande, Escouagnes, Bout de Pujau et atteint Plan de Vieille, où la route d'Eycheil donne une bonne coupe du Lias ¹, montrant sous les dolomies jurassiques du sommet 791 :

¹ Je renvoie, pour le détail de cette succession, à l'ouvrage de M. Dubar [128, p. 49, p. 97, p. 193].

les calcaires gréseux aaléniens ;
 les schistes toarciens ;
 les calcaires oolithiques charmouthiens ;
 les calcaires du Lias inférieur ;
 les calcaires et les brèches de l'Hettangien ;
 les marnes vertes et les calcaires dolomitiques du Rhétien qui surmontent les marnes irisées du Keuper.

A l'Ouest de Plan de Vieille, les couches liasiques dessinent une ride anticlinale et s'enfoncent vers l'Ouest sous la dolomie jurassique de Coudech. Plongeant à 45° au NW, le Lias atteint la vallée du Salat entre Saint-Girons et Eycheil.

Suivons enfin, toujours dans le flanc nord du Synclinal de Surroque, la bande de Trias ophitique qui recouvre directement les terrains primaires du Massif de l'Arize. A la base de la série secondaire, le Trias apparaît sous le Lias calcaire dans le vallon de Lacourt en face de Castérôts, où il repose sur un petit affleurement de poudingues et de grès rouges permien qui s'étire rapidement vers le Nord. Le Trias de Lacourt se trouve alors, suivant le thalweg du vallon, au contact de schistes carburés (Lacourt, Castérôts), de schistes granitisés, ou même du granite du Massif de l'Arize (Nabech, Murassés). Il présente le faciès caractéristique du Keuper ; des recherches de gypse y sont encore visibles. Des affleurements discontinus d'argiles bariolées permettent de se représenter l'extension probable du Trias, que la couverture de prairies masque en partie. Ce Trias montre aussi des pointements d'ophite. J'en ai découvert un, de taille restreinte, au NW de Murassés, où il est recoupé par le chemin d'Atès à Lacourt. Celui situé plus en aval, dans le même vallon, est beaucoup plus étendu ; il atteint la route de Lacourt et la vallée du Salat.

Caché par les alluvions dans la vallée du Salat, le Trias ophitique se poursuit au NW de Lacourt. Il forme, en particulier, la petite butte d'Anat, où il repose manifestement sur les schistes primaires qui affleurent dans le petit ruisseau de Pecq. Une bande continue de Trias gypseux, accompagnée d'une traînée d'ophite, se suit dans le vallon qui limite à l'Ouest le massif 647 ; elle passe par Bouillac et atteint les alluvions du Salat en face de la chapelle d'Eycheil.

La discordance hercynienne est ici particulièrement frappante et la disposition figurée sur la carte au 200.000^e (pl. IX) la met très bien en évidence. Le massif 647 est entièrement formé par des terrains primaires du Massif de l'Arize ; les plis hercyniens, affectant des calcaires dévonien et des schistes houillers, sont dirigés E-W et sont recoupés à angle droit par le contact de la couverture secondaire, dont les divers termes dessinent des bandes méridiennes.

Coupe de la vallée du Salat entre Eycheil et Saint-Lizier. — La vallée du Salat offre, entre Eycheil et Saint-Lizier, une très bonne coupe montrant, sur le Massif de l'Arize, une couverture secondaire dont la série représente toujours le flanc nord du Synclinal de Surroque. La succession est la suivante (fig. 52) :

1° schistes carbonifères de Mondette ¹; ces schistes, très plissés dans le détail, sont dans l'ensemble verticaux ou plongent fortement au Sud;

2° grès micacés rouges, schistes verts ou violacés, conglomérats grossiers à éléments quartzeux, en alternances plusieurs fois répétées. Ces assises, parfaitement concordantes, représentent le Permo-Trias; elles plongent à 45° au NW et reposent en discordance sur les schistes de Mondette.

Au-dessus du Permo-Trias, la série secondaire, toujours concordante et plongeant à 45° au NW, comporte :

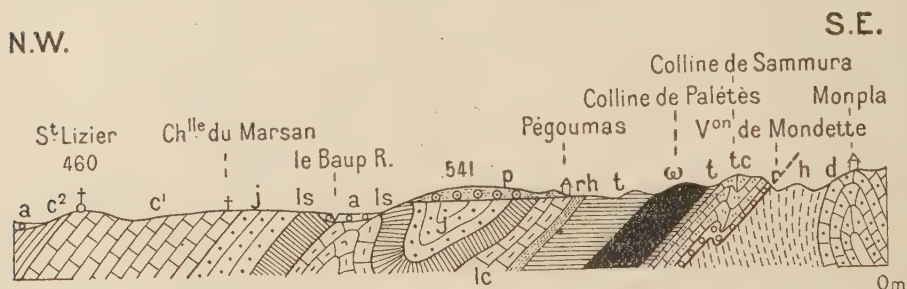


Fig. 52. — Coupe de la vallée du Salat en amont de Saint-Lizier. — Echelle : 1/50.000.

d calcaires dévoniens; h schistes carbonifères de Mondette; r Permo-Trias; tc calcaires de Sammura; t Trias gypseux; ω ophite; rh Rhétien; lc Lias inférieur calcaire; ls Lias moyen et supérieur schisteux; j dolomies jurassiques; c¹ calcaires urgoniens; c² marnes albiennes; p alluvions pliocènes; a alluvions quaternaires.

3° calcaires de la butte de Sammura ²;

4° argiles bariolées gypsifères du Keuper et ophite de Palètes et de Gouazet;

5° marnes et calcaires en plaquettes de l'Infralias;

6° calcaires gris rubanés ou bréchoïdes du Lias inférieur de Pégoumas;

7° Lias moyen et supérieur schisteux, au confluent du Salat et du Baup;

8° dolomie noire du Jurassique moyen de Montjoy;

9° calcaires urgoniens de Saint-Lizier, dont les plongements au NW sont très nets dans le lit du Salat;

10° schistes et marnes noires fissiles de l'Aptien supérieur et de l'Albien, en aval de Saint-Lizier ³.

¹ J'ai parlé ailleurs (p. 21) de l'âge des schistes de Mondette et montré comment les recherches les plus récentes ont amené à préciser l'âge des plissements hercyniens dans les Pyrénées.

² Je crois que les calcaires de Sammura peuvent être attribués au Muschelkalk, ainsi que l'a fait Caralp [72]. Ils en occupent la place, entre les conglomérats permien et le Trias gypseux. Toutefois, étant donné l'absence de fossiles, je ne saurais être formel. Ces calcaires disparaissent vers l'Est sous les alluvions pliocènes du plateau de Bouche et l'on ne peut établir leur continuité avec les calcaires du Coch et du Nord de Navarrot. Pour Carez [91, IV, p. 2018, fig. 19 et p. 2021], les calcaires de Sammura seraient liasiques et ils seraient pincés isoclinale dans un petit repli synclinal.

³ Relativement à la question très discutée de la limite de l'Aptien et de l'Albien, je ferai remarquer que les schistes noirs du Nord de Saint-Lizier fournissent en abondance, entre autres fossiles, de grandes ammonites à rapporter au groupe de *Parahoplites Milletianus*.

Très instructive, cette coupe de la rive droite du Salat montre la superposition de la série secondaire des environs de Saint-Girons au Primaire de l'Arize et met particulièrement bien en évidence la discordance hercynienne.

II. — LE REPLI FRONTAL DE LA COUVERTURE SECONDAIRE DU MASSIF DE L'ARIZE : L'ACCIDENT ANTICLINAL DE SAINTE-CROIX-DE-GAJAN ET DE BONREPAUX ¹

Sur la rive droite du Salat, la couverture secondaire du Massif de l'Arize se poursuit vers l'Est pour passer dans la région du Sérou, où nous l'avons déjà analysée (p. 341) ; mais cette couverture est accidentée d'une forte ride anticlinale qui, correspondant à un repli frontal du massif hercynien, nous a été indiquée par les Anticlinaux de Bergerat et de Seille. Sur le méridien de Lara, les Anticlinaux de Bergerat et de Seille s'ennoient vers l'Ouest, mais dans leur prolongement surgit un anticlinal que M. Buxtorf appelle l'*Anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan*.

Dirigé E-W, l'Anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan se poursuit, au Nord du Salat, jusque vers Taurignan-Castet. Son noyau liasique, déjà visible à l'Ouest de Lara, dans un tout petit affleurement, où il se montre très écrasé, affleure à l'Ouest des alluvions de Chaumarti et jusqu'à Sainte-Croix-de-Gajan ; il est représenté par des calcaires du Lias inférieur et par du Lias moyen fossilifère.

Jusqu'à Sainte-Croix-de-Gajan, cet anticlinal n'a rien de très particulier, si ce n'est l'étirement de son flanc nord. Celui-ci, encore complet, mais d'épaisseur déjà réduite, à Bouchou, a presque disparu à l'Ouest des alluvions de Chaumarti, où le Lias moyen bute directement contre le Cénomaniens. Le flanc sud de l'anticlinal est, au contraire, très épais ; il montre, au-dessus du Lias, les dolomies jurassiques et les calcaires urgoniens qui prolongent la bande de Saint-Lizier et supportent la puissante masse de schistes albiens de Gajan et de la plaine du Salat. Cette série représente aussi le flanc nord du Synclinal de Surroque, dont l'axe reprend, dans cette partie occidentale, la direction NW qu'il avait dans le vallon de Montfaucon.

À l'Ouest de Sainte-Croix-de-Gajan, la disposition change. Le flanc nord de l'anticlinal se reconstitue ; il devient même rapidement très épais avec la large

Celles-ci, souvent associées à *Parahoplites Deshayesi*, indiquent de l'Aptien supérieur. Les schistes montrent des intercalations de bancs gréseux, de microbrèches, de calcaires noirs veinés de calcite blanche. Les calcaires sont pétris de débris de *Lithothamnium* et d'*Orbitolines*. Les listes des fossiles recueillis par divers auteurs, en particulier celles de Magnan [227], indiquent, d'autre part, des formes albiennes. Il semble donc que la série schisteuse débute avec l'Aptien supérieur et se poursuit dans l'Albien.

¹ Je n'ai personnellement parcouru cet accident qu'à très rapidement. Il a été, en effet, tout récemment, l'objet d'une étude très précise de la part de M. R. Buxtorf [61]. Je n'ai rien à ajouter aux minutieuses observations de cet auteur. Cependant, pour ne pas laisser une lacune dans mon exposé, donnerai-je ici une courte analyse de la structure de l'Anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan.

série redressée de calcaires urgoniens, de dolomies jurassiques et de Lias schisteux et calcaire qui, entre Sarrade et Bernech, s'avance dans le Cénomanien (pl. VIII, coupe 30). Le pli est, sans doute, cassé suivant son axe qui montre du Trias vers Bordes-Vieilles. C'est maintenant son flanc sud qui s'est étiré depuis le méridien de Gajan, de sorte que les marnes albiennes n'y sont plus séparées du noyau de l'anticlinal que par des lambeaux discontinus et très étirés de terrains jurassiques et crétacés ¹, ou même arrivent par place directement au contact du Trias (fig. 54, coupe 7).

M. Buxtorf [61, p. 102] signale à l'Est de Roquelaure des « lambeaux étrangers, emballés dans l'Albien ». Ce sont, d'une part, un petit affleurement de dolomie jurassique et de calcaire urgonien qui forme le rocher de la croix de Roquelaure, d'autre part, deux petits pointements, d'étendue inégale, de tufs éruptifs que M. Buxtorf [61, p. 16] attribue au Trias. Ces lambeaux, de natures diverses, me paraissent jalonner, au sein de la série albiennne isoclinale, une ride anticlinale secondaire parallèle à l'Anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan.

Revenons à ce dernier ; à l'Ouest de Bernech, il n'est plus représenté, entre l'Albien de la plaine du Salat et la Zone cénomaniennne, que par une étroite bande d'argiles bariolées et d'ophites triasiques qui se poursuit jusqu'à Taurignan-Castet (fig. 54, coupe 8).

Vers Mercenac, les alluvions du Salat atteignent le Cénomanien, masquant le prolongement de la bande triasique et il faut aller jusqu'à Cap de la Lane pour trouver, sur la rive droite du Salat, un nouveau paquet de terrains antécénomaniens, que M. Buxtorf [61, p. 105] a désigné sous le nom de *complexe de Bonrepaux*.

Ce complexe, qui s'étend, en bordure du Salat, de Cap de la Lane à Bonrepaux et qui, au Nord de Bouquillos et de Barbut, fait saillie dans le Cénomanien, est essentiellement constitué, au moins pour sa partie nord, par un très vaste affleurement de Trias gypseux, accompagné de nombreux pointements d'ophite, qui indique le prolongement du noyau anticlinal de Bordes-Vieilles et de Taurignan-Castet. Des lambeaux de calcaires et de dolomies secondaires, disposés suivant deux bandes principales séparées par une bande triasique intermédiaire, sont conservés dans la partie méridionale de l'affleurement (pl. VIII, coupe 31). Ils forment les reliefs rocheux qui se dressent au Nord de Bonrepaux. Le premier, au Nord, comporte, d'après M. Buxtorf [61, p. 107], deux écailles, l'une liasique, l'autre aptienne, celle-ci chevauchant celle-là. Le lambeau méridional comprend plusieurs lames liasiques, jurassiques et aptiennes, se chevauchant les unes les autres. Ces lames sont suivies au Sud par une brèche stratigraphique polygénique, la *brèche de Bonrepaux-Caumont*, qui appartient à la limite de l'Aptien et de l'Albien. Les écailles calcaires de Bonrepaux ont leur prolongement, sur la rive gauche du Salat, dans la barre rocheuse qui borde la route de Saint-Girons à l'Ouest de Caumont. Cette barre est constituée par de l'Urgonien ; elle repose au Nord sur une étroite bande de dolomies jurassiques,

¹ Pour la description détaillée, voir : Buxtorf [61, p. 102].

tandis qu'au Sud l'Albien lui succède par l'intermédiaire de lambeaux discontinus de la brèche polygénique.

Le complexe de Bonrepaux correspond donc au prolongement de l'Anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan, qui, à l'Ouest de Bonrepaux, est coupé obliquement par la limite de la Zone cénomaniennne. Le repli frontal de la couverture secondaire du Massif de l'Arize s'y montre morcelé en plusieurs rides élémentaires ; son noyau triasique, qui s'étale largement, supporte plusieurs écailles synclinales étirées et disloquées.

Conclusions. — Tâchons de dégager les grandes lignes de cette étude détaillée de la terminaison occidentale du Massif de l'Arize.

Le Massif de l'Arize, avant d'atteindre la vallée du Lez, plonge vers l'Ouest sous les terrains secondaires des environs de Saint-Girons qui représentent sa couverture posthercynienne.

Sur la rive droite du Salat, un repli frontal de cette couverture prolonge cependant la ride anticlinale du massif jusqu'à Bonrepaux. Il correspond à l'anticlinal dissymétrique de Sainte-Croix-de-Gajan et à l'Anticlinorium de Bonrepaux, où le noyau triasique s'étale largement, facilitant, de par la nature de ses sédiments, le déplacement des lames calcaires qu'il supporte.

Au Sud de ce repli frontal, les couches secondaires enveloppent régulièrement la terminaison du Massif de l'Arize. Elles appartiennent à un revêtement posthercynien commun au Massif de l'Arize et au Massif plus interne des Trois-Seigneurs. Le Massif des Trois-Seigneurs s'étant couché sur celui de l'Arize, les couches secondaires se sont disposées suivant un grand synclinal couché à 45° vers le NE, le Synclinal de Surroque, qui sépare les deux massifs.

La disposition simple qui vient d'être indiquée, n'est réalisée qu'entre Eycheil et Sengouagneich ; mais, si l'on suit les couches secondaires plus au Sud, jusqu'au ravin d'Alos, puis vers l'Est, jusqu'à la vallée du Salat, on assiste à l'étiement progressif du flanc nord du Synclinal de Surroque le long du contact du socle hercynien de l'Arize. Entre Alos et la vallée du Salat, le flanc sud du synclinal est seul représenté. Les couches secondaires, pincées entre les deux massifs, se redressent progressivement jusqu'à la verticale. En connexion directe au Sud avec le Primaire des Trois-Seigneurs, elles butent au Nord contre le Primaire de l'Arize par un contact anormal qui se poursuit vers l'Est dans la direction de Massat.

II. — LA RIDE ANTICLINALE DES MASSIFS DES TROIS-SEIGNEURS ET DE MILHAS. — LEUR COUVERTURE SECONDAIRE

Du fait de la rapide plongée axiale du Massif de l'Arize, la couverture du Massif des Trois-Seigneurs, poussée du Sud au Nord et trouvant devant elle le champ libre, a pu s'étaler largement à l'Ouest de la vallée du Lez. Nous avons déjà noté la multiplicité des plis qui affectent les terrains secondaires sur la rive droite

du Lez, où ces plis sont très serrés. Sur la rive gauche de la rivière, ils prennent une disposition en éventail et s'étalent en un faisceau de plis divergents, pour dessiner une sorte de virgation que nous analyserons plus loin en détail.

Quant au Primaire du Massif des Trois-Seigneurs, il atteint les alluvions du Lez entre Luzenac et Bordes ; il reparait dans le petit dôme de Coumo-Cabo ; puis il s'ennoie vers le NW. Toutefois, parmi les rides anticlinales de la couverture, qui témoignent peut-être du morcellement du matériel profond du massif, la plus méridionale, que j'appellerai *l'accident anticlinal d'Alas et de Béouch*, est un accident majeur qui ramène en surface le Primaire et qui correspond à une sorte de longue cicatrice, à peu près continue entre le Massif des Trois-Seigneurs et un massif plus occidental, le Massif de Milhas.

Nous étudierons d'abord les affleurements hercyniens, ensuite leur couverture secondaire antécénomaniennne. Un dernier chapitre sera consacré à l'analyse de la couverture cénomaniennne, dont un vaste lambeau est conservé dans la région d'Arbas.

I. — LE SUBSTRATUM HERCYNIEN

A. — L'ACCIDENT ANTICLINAL D'ALAS ET DE BÉOUCH

Sur le parcours de cet accident, le Primaire n'affleure qu'à l'Ouest de Balaguères ; j'en décris cependant ici la partie orientale, où les terrains les plus anciens sont, en surface, le Trias, récemment signalé par M. Roubault [262], et, par place, le Permien.

Depuis les alluvions du Lez en face d'Alas et jusqu'à la dépression de Balaguères, une série linéaire d'affleurements triasiques sépare, dans une succession isoclinale plongeant uniformément au SE, les terrains secondaires métamorphiques du Synclinal de la Bellongue, situés au Sud, de la série non métamorphique qui forme, au Nord, les pentes méridionales de la Forêt de Larroque.

La succession des plis très serrés que l'on peut reconnaître dans le soubassement de la Forêt de Larroque sera étudiée plus loin (p. 415). Je signalerai ici seulement que ces plis sont coupés un peu obliquement par l'alignement en question des affleurements triasiques ; si bien que ceux-ci chevauchent, sur leur bord nord, des couches d'âge différent, à savoir, de l'Ouest à l'Est, d'abord le Lias inférieur, puis le Lias moyen, enfin la dolomie jurassique.

Sur le sentier d'Alas à Campussan, des calcaires chamois et des cargneules triasiques sont intercalés entre les calcaires métamorphiques et des bancs calcaires sans doute liasiques, eux-mêmes renversés sur des dolomies jurassiques (planche VIII, coupe 34).

Dans le prolongement de cet affleurement, la route de Balaguères recoupe, au Nord des calcaires métamorphiques, des schistes rouges qui peuvent être rapportés au Trias, mais que je croirais plutôt permien. Ils sont visibles sur

quelques mètres à peine et des marnes du Lias moyen leur font suite au Nord.

Du Trias gypseux bien caractérisé se montre dans le chemin d'Alas à Balaguères, à l'Ouest de la Tour Sainte-Catherine. Enfin, sur les pentes nord du sommet qui porte les ruines de cette tour, M. Roubault [262, p. 34] signale des calcaires chamois du Trias surmontant la dolomie jurassique.

La lame de Trias, qui vient d'être suivie, se perd sous les alluvions de Balaguères. Je ne l'ai pas retrouvée sur les pentes du Sommet de Teilleich.

Par contre, plus à l'Ouest, le vallon de Louzech, par lequel la dépression de Balaguères correspond avec le ravin de la Ille, montre, du Nord au Sud, plongeant isoclinalement au Sud, la succession suivante :

- 1° des dolomies jurassiques noires ;
- 2° des schistes du Lias moyen ;
- 3° une lame, large de quelques mètres à peine, de quartzites et de schistes primaires ;
- 4° la série métamorphique du sommet 753.

Il me paraît indiscutable que la lame de terrains primaires recoupée ainsi prolonge l'accident, nourri de Trias, d'Alas et de la Tour Sainte-Catherine.

A l'Ouest de Louzech, l'affleurement primaire, représenté par des schistes carbonifères très ferrugineux, remonte dans la direction de Béouch suivant le thalweg du vallon dit de la « Fontaine ferrugineuse ». Large d'une cinquantaine de mètres, il est toujours serré isoclinalement entre la série métamorphique, au Sud, et des dolomies jurassiques bien typiques, au Nord. Sans s'élargir beaucoup, il atteint Béouch (fig. 58). Puis, vers l'Ouest, les schistes siluriens, redescendus jusqu'au chemin, affleurent à Lachein et, plus loin, sous les maisons de Salles ; après quoi, ils disparaissent, avant d'atteindre les granges de Brous, sous le Cénomanien discordant du Synclinal d'Arbas et de Fougaron.

Relativement à l'extrémité occidentale de l'affleurement primaire et à sa disposition sous le Cénomanien discordant, mes recherches m'ont révélé une disposition ¹ très différente de celles qui ont été précédemment décrites ou figurées. On en saisira tout l'intérêt en étudiant, plus loin (p. 444), les rapports du Cénomanien et de son substratum en ces parages. Les calcaires et les dolomies métamorphiques du ravin de la Ille s'étendent au Nord jusqu'au delà de Barrué au contact du Cénomanien. Ils se terminent, à l'Ouest de Barrué, en contre-bas du sentier de Brous, en un repli synclinal, sur un nouvel affleurement de schistes et de quartzites primaires, que le ruisseau de Barrué entaille profondément depuis le confluent des deux ravins qui descendent du Col de la Houst et du Tuc aux Pentières. Cet affleurement hercynien, certainement en continuité profonde avec celui de Salles et de Béouch, disparaît très vite vers l'Ouest sous le Cénomanien.

Entre le vallon de Louzech et la localité de Salles, sur tout le parcours, long d'environ 3 kilomètres, de l'affleurement que nous venons de suivre, le Primaire

¹ Voir la carte et les coupes de la figure 58.

surgit brusquement entre la série métamorphique du ravin de la Ille et la dolomie jurassique de la crête 1035. Il convient de bien préciser la nature de cet accident. Dans ce but, il faut tenir compte de deux faits qui sont d'importance.

D'une part, le métamorphisme de la série méridionale y masque en grande partie la succession des couches ; la dolomie jurassique est, par place, encore reconnaissable ; mais il n'est pas impossible que la base de la série calcaire représente le Lias.

D'autre part, on rencontre, le long du contact de l'écaille primaire et des terrains secondaires, des témoins des couches qui sont étirées. C'est ainsi que j'ai trouvé entre Béouch et Lachein, sur le bord nord des schistes siluriens, en contre-bas de la dolomie du sommet 1035, des argiles bariolées triasiques. De même, un pointement d'ophite, que signale d'ailleurs la Feuille de Bagnères, affleure sur leur bordure méridionale sous les granges de Lachein et M. Roubault a trouvé [262, p. 21], au contact de cette ophite, « des marnes bariolées du Keuper bien caractérisées sur une longueur de plusieurs mètres ».

On peut donc, je crois, concevoir l'accident considéré, aussi bien dans sa partie occidentale, où le substratum hercynien apparaît à la surface, que dans sa partie orientale, où il n'est plus jalonné que par du Trias, comme une sorte de longue et étroite cicatrice de la couverture, qui suit l'axe rompu d'un repli anticlinal forcé et couché au Nord, à noyau primaire ou triasique suivant les cas.

On ne saurait attribuer aux contacts, accompagnés d'étirements, qui limitent l'accident sur ses deux bords, le caractère de contacts anormaux importants. Il convient de comparer cette disposition à celle que présente une autre ride anticlinale, issue du Massif des Trois-Seigneurs, le pli-faille de Montégut et de Montgauch, où l'on voit des accidents du même type passer latéralement, si on les suit en direction, à des pli réguliers.

B. — LE MASSIF PRIMAIRE DE MILHAS

Après une interruption de 6 kilomètres, sur le trajet desquels il est entièrement masqué par les dépôts cénomaniens du Synclinal d'Arbas et de Fougaron ¹, le Primaire vient à nouveau au jour suivant un vaste massif, auquel nous donnerons, après Leymerie [214], le nom du village de Milhas, situé vers son centre.

Limites et constitution du massif. — Entouré de toutes parts, en particulier au Sud, par de hautes montagnes calcaires, où affleure sa couverture secondaire, le massif ancien de Milhas a pour limite orientale la vallée de l'Arbas, tandis qu'à l'Ouest il dépasse à peine celle du Ger, en amont d'Aspet. Il s'allonge ainsi en direction E-W, sur une longueur de 10 kilomètres ; sa largeur maxima est de 6 kilomètres, au méridien du village de Milhas.

¹ Je rappelle, seulement pour mémoire, que Carez [91, III, p. 1304], attribuant les couches d'Arbas et de Fougaron au Primaire, étendait le Massif de Milhas jusqu'à Béouch.

La carte au 1/200.000 de la planche IX montre que l'on peut, quant à la constitution du massif, distinguer, au Sud de Milhas, un noyau cristallin représenté, d'après la Feuille de Bagnères-de-Luchon, par des granites à biotite, passant souvent à de véritables granulites. La partie septentrionale et orientale du massif est, au contraire, constituée par des gneiss et des micaschistes lardés de filons de granulite, de pegmatite et de quartz, où l'on trouve tous les termes de passage à des schistes satinés et sériciteux d'âge infrasilurien certain. Immédiatement au Sud d'Aspet, le socle hercynien du massif comporte localement des calcaires dévoniens.

II. — LA COUVERTURE SECONDAIRE ANTÉCÉNOMANIENNE

Ayant montré l'existence d'une ride anticlinale continue entre le Massif des Trois-Seigneurs et celui de Milhas, j'en viens à l'étude du revêtement de terrains secondaires. J'analyserai successivement, du Nord au Sud, tous les replis qui les affectent, depuis leur ride la plus frontale, le pli-faille de Montégut et de Montgauch, jusqu'à leur contact, sur leur bord méridional, avec la Zone primaire axiale, c'est-à-dire :

I. — *Le pli-faille de Montégut* et son prolongement dans les *accidents triasiques de Montgauch et de Prat* ;

II. — *Le massif synclinal de la Forêt de Larroque et du Pic de Lestélas*, dont l'étude nous révélera l'existence de nombreux replis secondaires ;

III. — *L'Anticlinorium de Balaguères*, série d'anticlinaux très serrés, dont le plus méridional correspond à l'*accident d'Alas et de Béchoux* ;

IV. — *Le Synclinal métamorphique des schistes de la Bellongue*.

A. — LA COUVERTURE SECONDAIRE ANTÉCÉNOMANIENNE AU NORD DE L'ALIGNEMENT DES MASSIFS HERCINIENS DES TROIS-SEIGNEURS ET DE MILHAS

Entre les vallées du Lez et de l'Arbas, la structure est complexe et tous les éléments tectoniques qui viennent d'être définis, sont représentés. A l'Ouest de l'Arbas, les plus frontaux d'entre eux s'ennoient et on ne trouve plus qu'une couverture régulière du Massif de Milhas.

I. — LA COUVERTURE SECONDAIRE ENTRE LES VALLÉES DU LEZ ET DE L'ARBAS

1. — Le pli-faille de Montégut et les accidents triasiques de Montgauch et de Prat ¹.

1. Le pli-faille de Montégut ¹. — Au Nord de Moulis, la coupe de la rive gauche du Lez (fig. 54, coupe 1) montre le prolongement de toute la série que nous avons analysée dans le beau synclinal couché de Surroque (p. 396). En traversant la vallée, toutes les couches subissent vers l'amont une inflexion très accentuée qui, aussi bien que tous les pendages visibles, traduit le renversement de la série.

La large barre de dolomies noires du Jurassique moyen, qui, sur la rive droite, forme la crête 912, affleure dans la vallée sous les maisons, de Moulis, puis, changeant brusquement de direction et tournant au NNE, remonte vers le mamelon boisé de Couret de la Croux et jusqu'au Col de la Borde de Blazi. Cette dolomie recouvre directement ² les marnes albiennes, qui affleurent à la ferme de Bader et sur les pentes orientales de la colline de Couret. Vers l'Ouest, la dolomie s'enfonce sous la série liasique, dont la succession est facile à relever dans le chemin du château de Moulis. Le Lias schisteux affleure sous le château, où M. Dubar [128, p. 152 et 193] y reconnaît, au sommet, du Toarcien et,

¹ L'accident, que j'étudie ici, a été l'objet de diverses interprétations. Carez [85, 90] a parfaitement montré que le chevauchement de Surroque se poursuit sur la rive gauche du Lez par le chevauchement de Montégut. Malgré quelques divergences d'opinion sans grande importance, en particulier sur l'ampleur et la signification du changement de direction de l'accident à la traversée du Lez, M. Léon Bertrand est, pour l'essentiel, d'accord avec Carez dans ses premières notes [12, 16] et il reconnaît tout d'abord, dans le pli de Montégut, un pli-faille.

Par contre, les deux auteurs demeurent en désaccord complet au sujet de la terminaison du pli vers le Nord. Pour Carez le pli ne se poursuivrait pas au Nord de Téoulariats et le pointement ophitique de Montgauch, dont cet auteur donne d'ailleurs [91, III, pl. XVIII] des contours inexacts, n'aurait aucune relation avec lui. Carez croit même devoir attribuer l'ophite de Montgauch au Crétacé. M. Léon Bertrand, au contraire, [12, 16] prolonge le Trias de Téoulariats par la traînée d'ophite de Montgauch.

Mais, dans son ouvrage fondamental de 1907 [30, p. 131], M. Léon Bertrand apporte une interprétation totalement différente. Il distingue deux nappes superposées dans la région de Saint-Girons : la série de Montégut flotterait sur les schistes albiens plus frontaux, suivant une disposition qui est figurée sur la Feuille au 1/80.000 de Bagnères-de-Luchon.

Enfin, j'ai moi-même exposé, en 1929, les principaux résultats de mes observations personnelles dans une note préliminaire [105] dont le présent chapitre n'est que le développement.

² J'ai trouvé, en réalité, suivant le contact de la dolomie et de l'Albien, vers la cote 593 des bancs de calcaires gris. Ils ne m'ont fourni aucune fosse caractéristique ; les coupes minces n'y révèlent que des Miliolides : aucun reste ne peut être rapporté avec certitude à un organisme crétacé. Je ne saurais donc dire s'ils représentent un petit témoin de l'Urgonien étiré depuis le Tuc de la Juguelle ou, simplement, un niveau calcaire interstratifié dans la dolomie jurassique.

plus bas, des « argiles gréseuses décalcifiées à Pectens et à Pentacrines ». Le Lias inférieur calcaire est aussi particulièrement bien caractérisé, et après lui vers l'Ouest, sous la colline de Lique, apparaît, dans le prolongement de la bande du ruisseau de Sour, un large affleurement de Trias gypseux.

La disposition est donc exactement la même que celle réalisée sur la rive droite du Lez, où les marnes albiennes du vallon de Montfaucon sont chevauchées par une série renversée allant du Jurassique moyen au Trias.

Le Trias de Lique se divise sous les pentes du Tuc de Castérot en deux branches; l'une se dirige à l'Ouest, dans la direction de Balaguères, l'autre au Nord, vers Montégut. Nous ne suivrons ici que le rameau méridien de cette digitation.

Les argiles triasiques, plusieurs fois recoupées par le sentier, remontent le vallon qui mène au Col de la Borde de Blazi. Elles sont recouvertes à l'Ouest, sur les pentes du Tuc de Castérot, par toute une série secondaire qui comporte du Lias calcaire, du Lias schisteux, de la dolomie jurassique et enfin, au sommet, le Crétacé du Tuc de Castérot. Cette série représente le flanc normal de l'anticlinal couché à l'Est qui montre dans son axe le Trias de Lique et dont le flanc inverse n'est autre que la série de Moulis. On voit ainsi, sur la rive gauche du Lez, l'anticlinal couché de Lique succéder régulièrement au synclinal couché de Surroque. La seule complication réside dans l'étirement des calcaires urgoniens du flanc inverse de l'anticlinal. Cet étirement n'est autre que celui que nous avons vu apparaître au Tuc de la Juguelle et que nous avons appelé l'étirement frontal de Surroque. Il s'accroît dans la direction de Montégut, au point d'entraîner la suppression totale du flanc inverse de l'Anticlinal de Lique, qui passe ainsi à un pli-faille.

En effet, au Col de la Borde de Blazi affleurent les calcaires liasiques sous lesquels l'axe triasique du pli est localement ennoyé; tandis qu'à l'Ouest de ce col la série du Tuc de Castérot représente le flanc normal de l'anticlinal, le mame-lon situé immédiatement à l'Est montre un bel affleurement des dolomies jurassiques de son flanc inverse. Mais, au Nord du col, les dolomies s'étirent complètement et le vallon qui mène au petit village d'Ussau, ne montre plus, jusqu'au contact des marnes albiennes du Synclinal de Surroque, que des argiles triasiques¹. Sous l'effet de la pression, les argiles triasiques ont même émigré hors de l'axe de l'anticlinal et se sont injectées, au Sud d'Ussau, suivant le contact de la dolomie jurassique et des marnes albiennes.

Par étirement complet de son flanc inverse, le pli-couché de Lique est passé à un pli-faille, le *pli-faille anticlinal de Montégut*. C'est maintenant, ainsi que le montre la coupe 2 de la figure 54, l'axe triasique de ce pli-faille qui chevauche directement les schistes albiens du Synclinal de Surroque, suivant un plan plongeant toujours à 45° vers l'Ouest².

L'affleurement de Trias s'élargit vers le Nord et prend un beau développement

¹ Le lecteur est invité à consulter la carte et les coupes sérieées des figures 53 et 54.

² La Feuille de Bagnères-de-Luchon au 1/80.000, qui donne de l'accident de Montégut une représentation beaucoup trop schématique, indique, au contraire, le prolongement du flanc inverse jusqu'au Nord de Montégut.

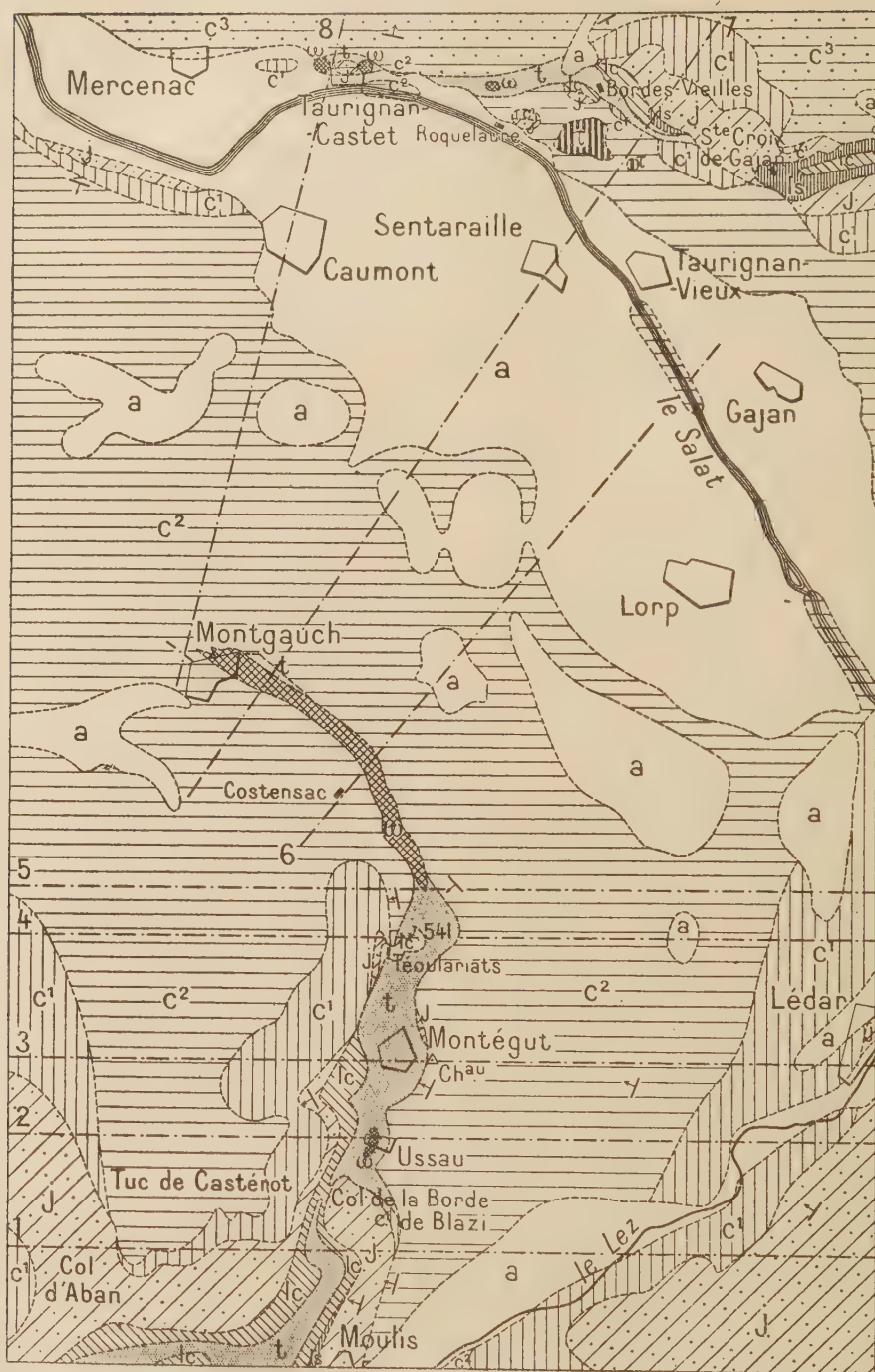


Fig. 53. — Carte géologique du pli-faïlle de Montégut et de l'accident triasique de Montgauch. — Echelle : 1/50.000.

t Trias ; ω ophite ; τ tuf éruptif ; lc Lias inférieur ; ls Lias moyen et supérieur ; j dolomies jurassiques ; c¹ calcaires urgo-aptiens ; c² marnes albiennes ; c³ Cénomaniens ; a alluvions.

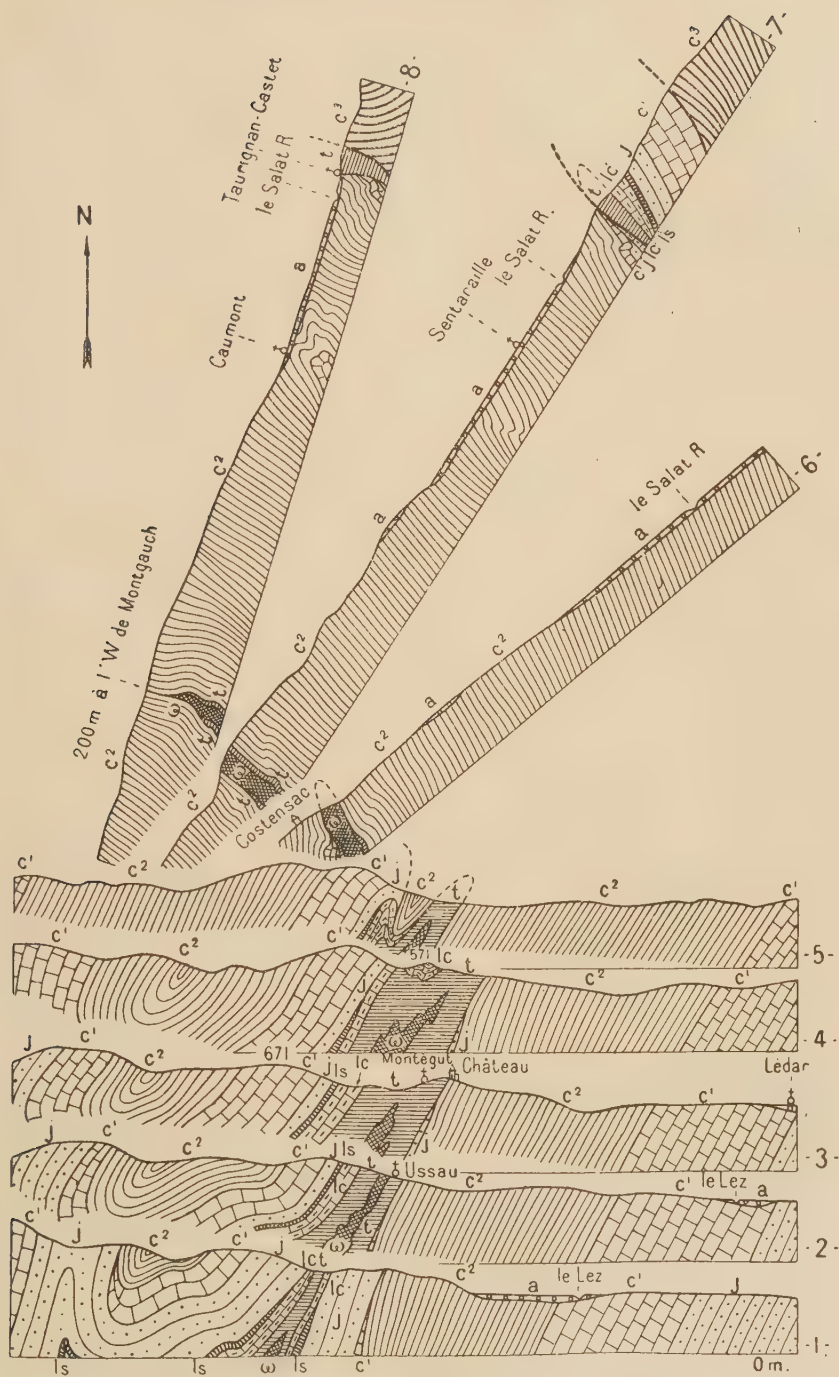


Fig. 54. — Coupes en série du pli-faïlle de Montégut et de l'accident triasique de Montgauch. — Echelle : 1/50.000.

N. B. — Les notations des terrains sont les mêmes que pour la figure 53. L'emplacement des coupes est indiqué sur la figure 53.

vers Montégut et jusqu'à la butte de Téoulariats. Il est représenté par des argiles bariolées, des schistes rouges et verts, des cargneules. J'ai pu y découvrir un petit pointement d'ophite sous le hameau d'Ussau, dont les maisons les plus orientales sont déjà sur les marnes albiennes. Le Trias redescend au Nord dans le ravin qui sépare Ussau de Montégut et remonte sur la croupe qui porte ce dernier village (fig. 54, coupe 3); puis, après avoir traversé un nouveau vallon, il atteint la butte de Téoulariats (fig. 54, coupe 4).

Sur tout le front de cet affleurement, depuis Ussau jusqu'à la butte de Téoulariats, le flanc inverse de l'anticlinal est étiré suivant le contact, incliné à 45° et plongeant à l'Ouest, du Trias gypseux et de l'Albien. Ce contact coupe la route de Montégut, où le Trias surmonte directement des calcaires marneux noirs renfermant en abondance des Orbitolines que j'attribue à l'Aptien supérieur. Ce n'est qu'au Nord du château de Montégut que j'ai pu trouver une bande très étirée de dolomie jurassique noire; elle représente un témoin du flanc inverse.

Le flanc normal de l'anticlinal est, au contraire, bien représenté jusqu'en face de Téoulariats. Il montre une série dont le plongement à 45° vers l'Ouest est admirablement mis en évidence par l'allure des contours dans le profond ravin qui court de l'Ouest à l'Est, entre Ussau et Montégut. Le Lias calcaire, le Lias schisteux et la dolomie jurassique y sont très discontinus, si bien qu'à l'Ouest de Montégut les calcaires urgoniens du massif qui porte la cote 671 chevauchent directement le Trias. L'Urgonien, au contraire, affleure en une large bande continue, sur laquelle repose une puissante masse de schistes albiens. Les calcaires urgoniens forment, en face de Montégut, la crête 671 et se poursuivent au Nord dans le mamelon que domine, à l'Ouest, le petit col où se trouve la ferme de Téoulariats. Plus au Nord, l'Urgonien s'écarte de la bande triasique de Téoulariats et dessine un anticlinal autonome qui est séparé du Trias par un petit synclinal secondaire de marnes albiennes, celui-ci occupant le vallon qui redescend au Nord du Col de Téoulariats. La coupe 5 de la figure 54 montre cette subdivision du pli-faille de Montégut par le petit repli synclinal des marnes albiennes, lui aussi couché isoclinalement vers l'Est.

L'anticlinal urgonien s'ennoie rapidement vers le Nord au milieu des marnes albiennes, sans atteindre le petit ruisseau situé au Sud de la métairie de Costensac. Les marnes albiennes du petit synclinal intermédiaire, plongeant à 45° à l'Ouest, affleurent sous les pentes urgoniennes jusqu'au thalweg du vallon qui descend au Nord du col de Téoulariats; elles se poursuivent dans le sentier de Costensac et enveloppent complètement la terminaison des calcaires urgoniens, se reliant sans aucune discontinuité aux marnes albiennes, riches en lentilles calcaires interstratifiées, de la vallée de Bareille et du Tuc de Castérot. On peut remarquer, tout de suite, que cet ennoyage indiscutable d'un repli anticlinal, issu du pli-faille de Montégut, enracine ce dernier tout entier sous l'Albien.

Le repli anticlinal de la butte de Téoulariats se poursuit, au contraire, au Nord d'une manière continue. La colline cotée 571, qui se développe à l'Est du petit col de Téoulariats, montre surtout du Trias gypseux couché à l'Est sur l'Albien qui,

dans cette direction, forme la base de la colline ; le Trias est encore coiffé d'un petit témoin de plaquettes rhétiennes et de calcaires du Lias inférieur qui s'enfoncent à l'Ouest sous l'Urgonien (fig. 54, coupe 4). Ce témoin de Lias disparaît plus au Nord, où l'anticlinal n'est plus représenté que par du Trias surgissant isoclinalement au milieu d'une série albiennne couchée à l'Est. On ne peut guère plus parler alors de pli-faille, les deux flancs du pli étant étirés et celui-ci n'étant plus indiqué que par une traînée de Trias le long de son axe.

Les pentes septentrionales de la butte de Téoulariats sont occupées par les argiles bariolées, les marnes rouges et violacées et les cargneules du Trias. Ces couches redescendent au Nord jusqu'au thalweg du vallon où naît un petit ruisseau, au « P » de Peillou. Elles ne traversent pas ce vallon ; mais une traînée continue d'ophite prolonge leur affleurement dans la direction de Montgauch.

2. — Les accidents triasiques de Montgauch et de Prat. — L'existence d'une bande continue d'ophite entre le Trias de Peillou et l'affleurement de Montgauch n'avait pas été signalée ; l'affleurement est difficile à suivre au milieu des bois ; mais il est absolument ininterrompu. D'abord très étroite, la bande d'ophite traverse à mi-pente le mamelon albien au Nord de Peillou et redescend dans le ravin au Sud de Costensac ; puis, plus large, elle se poursuit à travers les bois et passe à 200 mètres environ au NE de la métairie de Costensac (fig. 54, coupe 6). De là, tournant au NW, l'ophite coupe le vallon de la Coste de Marterat ; puis elle traverse la route de Saint-Lizier à Montgauch exactement à la cote 488. Au Nord de cette route, la roche éruptive affleure largement jusqu'aux maisons les plus orientales du village de Montgauch, ne dépassant guère vers l'Ouest le sentier de Montgauch à la route de Niart, où la bande continue, suivie depuis Peillou, se termine isoclinalement dans une série très redressée de schistes albiens.

Il ne fait aucun doute que cette longue traînée ophitique, continue de Peillou à Montgauch, représente, contrairement à l'opinion de Carez, le prolongement de l'axe triasique du pli-faille de Montégut. Ce dernier s'est redressé, en même temps que son flanc normal s'étirait, de sorte qu'il est subvertical à Montgauch.

L'étirement complet des deux flancs du pli explique parfaitement la disposition de cette longue bande d'ophite pincée isoclinalement dans une puissante série de marnes albiennes, disposition qui peut paraître inexplicable pour qui n'a pas suivi la continuité entre l'accident de Montgauch et le pli-faille de Montégut, et qui a même pu faire attribuer à l'ophite de Montgauch un âge crétacé¹.

L'ophite de Montgauch est certainement triasique. A Peillou, on voit l'ophite surgir dans les argiles bariolées et le petit pointement que j'ai signalé à Ussau, indique que la roche verte existe dans toute la bande triasique de Montégut.

J'ai, d'ailleurs, pu mettre en évidence l'existence d'argiles bariolées et de cal-

¹ Carez [91, III, p. 1700] s'exprime comme il suit : « Cette roche est dans le Gault qu'elle a certainement traversé, sans toutefois qu'il y ait d'indications nettes de métamorphisme de contact ».

caires chamois triasiques à Montgauch même. Ces terrains affleurent sur la bordure septentrionale de l'ophite, dans le chemin de traverse qui va de Montgauch à la cote 488. Cette observation apporte la preuve des conclusions auxquelles nous a amené la continuité tectonique.

L'ophite disparaît à l'Ouest de Montgauch et on ne la retrouve pas dans le vallon qui redescend au NW (fig. 54, coupe 8). Cependant, une étroite lame de calcaires que je crois triasiques, mais qui pourraient aussi être rapportés au Lias, peut se suivre sur 200 mètres environ, dans le prolongement de l'ophite, au Nord de ce vallon. Cet affleurement disparaît bientôt au milieu des schistes albiens verticaux. Relativement à cette terminaison, il est impossible de dire si l'anticlinal s'ennoe sous l'Albien, ou s'il s'étire complètement dans la série isoclinale de schistes albiens. La question n'a, d'ailleurs, pas une importance capitale.

Quoi qu'il en soit, l'axe de l'anticlinal étant localement ennoyé ou étiré, on ne trouve plus dans son prolongement, c'est-à-dire en direction du NW, qu'une série uniforme de schistes albiens à travers les collines du NE de Cazavet. Ces schistes sont toujours isoclinaux, verticaux ou faiblement renversés au Nord, ceux de Cazavet et ceux de la vallée du Salat se montrant en continuité. Il en est ainsi sur une distance d'environ 3 kilomètres; puis l'ophite affleure à nouveau et, toujours accompagnée de sédiments triasiques, se poursuit en une large traînée sur près de 5 kilomètres dans la direction du village de Prat et jusqu'à la vallée du Salat ¹.

L'ophite surgit au sein des marnes albiennes, au Sud de la cote 480. Elle est pincée, comme à Montgauch, dans une série schisteuse isoclinale, mais ici plus nettement couchée au Nord, de 60° environ (pl. VIII, coupe 34). L'ophite forme toute la colline allongée dont le sommet est le point 480 et se montre associée à du Trias (marnes irisées rouges et vertes, cargneules, gypse anciennement exploité), particulièrement bien développé en plusieurs endroits, surtout sur le bord méridional de son affleurement. Toujours bordée au Nord comme au Sud par les marnes albiennes, l'ophite se poursuit sans discontinuité jusqu'à Prat. Interrompue par les alluvions, elle forme, de part et d'autre du village, la petite butte de Feuillerat et la colline qui porte le château. L'affleurement de la colline du château, dans lequel sont creusées de grandes carrières, borde la route sur près d'un kilomètre et se perd sous les alluvions du Salat; on ne retrouve plus d'ophite à Lacave.

Il semble bien que, comme à Montgauch, la lame anticlinale de Prat s'ennoe ici dans la série albienne, qui paraît continue au Sud de Lacave. Même dans le cas où cette bande d'ophite disparaîtrait par étirement et où il y aurait dans la série albienne isoclinale de Lacave une surface de glissement, qui ne peut d'ailleurs

¹ La Feuille de Saint-Gaudens au 1/80.000, de même que la carte qui accompagne le récent travail de M. Roubault [262], n'indiquent d'ophite et de Trias qu'au voisinage immédiat du village de Prat. M. Buxtorf [61, pl. I] a reconnu que ces affleurements ont une plus grande extension vers le SE jusqu'au delà de la cote 480.

être reconnue sur le terrain, cet accident ne saurait être considéré comme un contact anormal majeur.

La structure du pli-faille de Montégut, dont les coupes de la figure 54 donnent, je crois, une image assez exacte, peut se résumer ainsi qu'il suit.

Toujours couché au NE, le Synclinal de Surroque se poursuit sur la rive gauche du Lez, où son axe, d'abord orienté SW-NE, prend ensuite une direction SE-NW, parallèle à la vallée du Salat. En arrière de ce synclinal, la couverture secondaire montre des plis plus internes. Le premier est l'Anticlininal de Lique, lui aussi couché au NE; mais, l'éirement frontal de Surroque s'accroissant et gagnant progressivement tout son flanc inverse, le pli couché de Lique passe au pli-faille de Montégut. Suivant toujours celui-ci en direction vers le Nord, on voit bientôt son flanc normal s'étirer à son tour vers Téoulariats, si bien que le pli n'est plus indiqué, entre le Synclinal de Surroque et le Synclinal du Tuc de Castérot, que par une traînée de Trias ophitique qui passe par Montgauch, et qui, après une courte interruption, se poursuit jusqu'à Prat, avant de s'ennoyer sous l'Albien.

Les divers termes que nous avons employés, « pli couché de Lique », « pli-faille de Montégut », « accidents triasiques de Montgauch et de Prat », désignent les diverses manières d'être d'un même accident, d'un même repli frontal de la couverture du Massif des Trois-Seigneurs. Peut-être, cet accident est-il en relation avec une écaille hercynienne qui prolonge vers l'Ouest le front du Massif des Trois-Seigneurs ennoyé. On ne saurait, en tout cas, s'empêcher de remarquer l'analogie frappante entre le pli-faille de Montégut et l'Anticlininal de Sainte-Croix-de-Gajan, qui, lui, avec son prolongement jusqu'à Bonrepaux, correspond au repli frontal de la couverture du Massif de l'Arize et nous a montré des complications du même style que celles révélées par l'étude du pli-faille de Montégut.

2. — Le massif synclinal de la Forêt de Larroque et du Pic de Lestélas.

Entre la plaine du Salat, au Nord, et la vallée de Balaguères, au Sud, les terrains secondaires forment le vaste massif dont les points culminants sont le Pic de Lestélas (1254), le Roc Maléchart (1109) et la Forêt de Larroque (1193). Vers l'Est, ce massif surplombe la vallée du Lez; vers l'Ouest, il n'atteint pas tout à fait l'Arbas.

On peut y distinguer, entre les deux zones anticlinales qui le bordent, le pli-faille de Montégut, au Nord, et l'Anticlinorium de Balaguères, au Sud, une série de plis parallèles de direction SE-NW (pl. VIII, coupe 31). Ce sont, en négligeant les replis secondaires :

1° le Synclinal du Tuc de Castérot ;

- 2° l'Anticlinal du Col d'Aban ;
- 3° le Synclinal de la Forêt de Larroque et du Pic de Lestélas ;
- 4° l'Anticlinal d'Urau ;
- 5° le Synclinal du Sommet de Montreich.

Le Synclinal du Tuc de Castérot fait suite directement au pli-faille de Montégut. Son axe, qui court du Tuc de Castérot à Mauvezin-de-Prat, est occupé par une puissante série de schistes albiens qui, nous le savons (p. 414), finissent au Nord par entrer en continuité avec ceux de la vallée du Salat, c'est-à-dire avec ceux du Synclinal de Surroque, lorsque l'accident anticlinal de Montgauch et de Prat s'est ennoyé. A l'Ouest de Saleich, les plis plus méridionaux disparaissent eux-mêmes et les schistes albiens occupent tout le pays de Castelbiague et de Montastruc ; ils s'étendent au Nord jusqu'à la limite de la Zone cénomaniennne. Le flanc extérieur du Synclinal du Tuc de Castérot, couché à l'Est, puis au NE, n'est autre que le flanc normal du pli-faille de Montégut ; il s'étire au Nord de Téoulariats. Dans le flanc méridional du synclinal, la large bande aptienne du Tuc de Peuilles, de Cazavet et de Francazal est par endroits subverticale, mais plus généralement couchée au NE sur les schistes. A l'Ouest de Saleich, elle tourne vers le SW dans la direction de Gêrus et de Noustens.

L'Anticlinal du Col d'Aban, jalonné par de la dolomie jurassique, subit, à l'Est du Roc Maléchart, un abaissement d'axe indiqué par un alignement transverse d'affleurements de schistes crétacés entre Cazaux et Artigues. La dolomie jurassique se montre à nouveau sur les pentes nord du Roc Maléchart et l'anticlinal, dont les flancs sont très redressés, se poursuit par Cassagnous et Salège et vient finalement se relier à celui d'Urau. Dans le vallon de Cassagnous un petit cœur anticlinal de calcaires liasiques apparaît dans l'axe de l'Anticlinal du Col d'Aban.

Le Synclinal de la Forêt de Larroque et du Pic de Lestélas s'aligne parallèlement aux plis précédents. La Forêt de Larroque, le Roc Maléchart et le Pic de Lestélas sont formés de calcaires urgoniens à *Toucasia*, surmontés de lambeaux de schistes. Une particularité fort importante est le déversement au Sud de la partie orientale du pli, c'est-à-dire de la Forêt de Larroque. Ce fait, mis en évidence par M. Léon Bertrand [12] et confirmé récemment par M. Roubault [262, p. 35], contraste avec l'allure des plis plus frontaux, qui sont symétriques ou couchés au Nord. Les calcaires urgoniens de la Forêt de Larroque sont renversés au Sud sur leur bord méridional et ils chevauchent, suivant un plan qui plonge de 45° au Nord, les plis de l'Anticlinorium de Balaguères qui, eux, sont couchés au Nord. Ce déversement est tout à fait net, ainsi que l'indique la coupe de la figure 55, qui montre en même temps la discordance des plis de la Forêt de Larroque sur les plis plus internes. M. Roubault [262, carte] figure sur le bord méridional de la Forêt de Larroque une bande synclinale de schistes albiens couchés au Sud et pincés dans les calcaires urgoniens ; ces schistes se relient, au Nord de Lartic, à la bande transversale

de Cazaux, tandis qu'ils s'étirent vers l'Est suivant la surface de chevauchement qui montre une zone de broyage bien caractérisée.

Cet accident est *un pli en retour*, facilement explicable par de la contre-poussée. Le mouvement initial est certainement dirigé du Sud au Nord et il a affecté aussi bien les massifs hercyniens que leur couverture secondaire. Le Massif des Trois-Seigneurs, le Massif de Milhas, la lame anticlinale qui les relie sont couchés au Nord. Il en est de même de tous les plis qui affectent les terrains secondaires, aussi bien de ceux situés en avant de la Forêt de Larroque que des plis plus méridionaux. Seul, le Synclinal de la Forêt de Larroque se déverse au Sud. Ce n'est là qu'un accident local dans la couverture secondaire.

Au Sud du Pic de Lestélas, une bande de dolomies jurassiques indique un nouvel anticlinal, l'**Anticlinal d'Urau**. Dans son axe, vers l'extrémité occidentale du pli, aux environs d'Urau, le Lias affleure largement avec une série complète¹. Le Lias inférieur calcaire est représenté dans les deux buttes au NE et au SE d'Urau (pl. VIII, coupe 32); le Lias moyen, qui les entoure, est fossilifère et il est surmonté de schistes et de calcaires noirâtres du Lias supérieur. L'Anticlinal d'Urau est couché vers le Nord, conformément au régime général.

Un dernier repli, le **Synclinal du Sommet de Montreich**, domine la vallée de Balaguères. Suivant son axe, le sommet 1259 est occupé par une bande de schistes albiens; les calcaires urgoniens sous-jacents se poursuivent, d'une part vers le NW, dans la direction de Noustens et de Gêrus, d'autre part vers le SE, où ils disparaissent sous le chevauchement de la Forêt de Larroque.

Relativement au massif de la Forêt de Larroque, dont nous venons d'étudier le régime plissé, il n'est pas inutile d'ouvrir ici une parenthèse, pour signaler deux faits d'une certaine importance :

- 1° le faciès particulier du Crétacé inférieur à l'Ouest de la vallée du Lez ;
- 2° la présence de pointements triasiques isolés au milieu des couches plus récentes.

1. Le faciès du Crétacé inférieur à l'Ouest de la vallée du Lez. — L'Aptien de la bande de Cazavet et de Saleich est caractérisé par la présence d'une intercalation schisteuse entre deux niveaux calcaires. La succession est facile à examiner dans la vallée de Francazal, où l'on peut relever du Nord au Sud, le long de la route, la coupe suivante :

1° schistes noirs et calcaires noirs à veines de calcite, verticaux (Albien et Aptien supérieur) ;

2° calcaires gris clair semi-cristallins à *Toucasia*, verticaux (Aptien) ;

3° schistes noirs et calcaires marneux noirs, plongeant à 45° au Sud, puis verticaux sous la chapelle de Francazal (Aptien) ;

¹ Voir, à ce sujet, l'ouvrage de M. Dubar [128, p. 98, p. 152, p. 194].

4° calcaires gris clair semi-cristallins à *Toucasia* qui affleurent sous le village de Franczal (Aptien) ;

5° dolomies noires aux premières granges en amont du village (Jurassique moyen).

L'intercalation de schistes et de calcaires marneux noirs dans l'Aptien, très nette sur cette coupe, se poursuit à l'Ouest dans la dépression qui relie Franczal à Saleich-Vieille.

Tandis que M. Roubault [262, p. 35] considère cet affleurement schisteux de Franczal comme un synclinal de schistes albiens, M. Buxtorf [61, p. 24], après M. Carez [91, III, p. 1406], y voit une intercalation stratigraphique dans la série aptienne.

En réalité, la succession étant isoclinale et les extrémités des affleurements ne permettant guère de voir si les schistes se terminent en hauteur sur les calcaires, ou s'ils leur font place par passage latéral de faciès, il est difficile de se prononcer. Cependant, la constance de cette bande schisteuse entre deux couches de calcaires à *Toucasia*, qui s'observe dans des parages plus occidentaux jusqu'au delà de la Garonne, me fait incliner à la considérer plutôt comme une intercalation stratigraphique. Au contraire, sur la bordure nord du Massif de l'Arize, l'Aptien n'est représenté que par une puissante série de calcaires gris clair à *Toucasia*, à Orbitolines et à Mélobésiées.

Je ne saurais, toutefois, voir avec M. Buxtorf [61, p. 115] dans le fait de l'existence de ce faciès particulier de l'Aptien sur la bordure septentrionale du Massif de Milhas un argument pour considérer les couvertures secondaires des Massifs de l'Arize et de Milhas comme appartenant à des séries stratigraphiques radicalement différentes et pour les séparer par un contact anormal. L'étude du Synclinal de Surroque (p. 391) nous a montré que ces deux séries y sont en continuité. L'individualisation, progressive vers l'Ouest, d'un faciès particulier peut très bien se concevoir, sans qu'il soit nécessaire d'établir des coupures tectoniques. Il n'y a pas, à mon avis, deux séries, une série du Massif de l'Arize et une série du Massif de Milhas, mais une seule couverture commune aux deux massifs, celle-ci montrant, du Nord au Sud et de l'Est à l'Ouest, des faciès légèrement différents. Le faciès particulier de l'Aptien, caractérisé par la présence d'une assise de schistes et de calcaires marneux entre deux assises de calcaires à *Toucasia*, n'apparaît qu'à l'Ouest de la vallée du Lez. Il est, en même temps, limité à la bordure septentrionale des massifs hercyniens : l'Aptien de la couverture méridionale du Massif de Milhas, celui de la crête du Tuc de Ganous et du ravin de la Ille ne le présentent plus.

2° La présence de pointements triasiques isolés. — Indépendamment de celui du Nord de Chac, dont j'ai déjà discuté la signification tectonique (p. 386), plusieurs petits pointements de Trias, dont la situation est assez inattendue, ont été signalés par M. Carez [91, III, p. 1332], puis par M. Roubault [262, p. 35].

4° A 100 mètres au Sud de Gêrus, la tranchée de la route de Saleich montre un affleurement d'argiles bariolées et de schistes rouges, qui paraît surgir dans

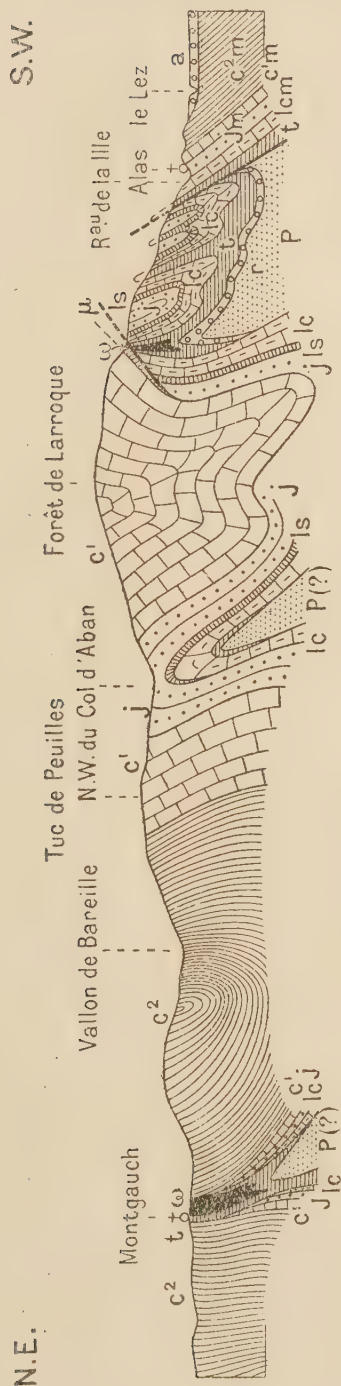


Fig. 55. — Coupe du massif de la Forêt de Larroque. — Echelle : 1/50.000.

N. B. — La coupe intéresse, du NE au SW, l'accident triasique de Montgauch, le Synclinal du Tuc de Castérot, l'Anticlinal du Col d'Aban, le Synclinal de la Forêt de Larroque, les replis multiples de l'Anticlinorium de Balaguères, puis l'accident anticlinal d'Alas et elle atteint enfin, vers le Lez, le Synclinal métamorphique des schistes de la Bellouge.

P terrains primaires du socle hercynien ; **r** Perno-Trias ; **t** Trias ; **ω** ophite ; **lc** Lias inférieur calcaire ; **ls** Lias moyen et supérieur schisteux ; **j** dolomies jurassiques ; **c¹** calcaires urgoniens ; **c²** marnes albiennes ; **lc^m** Lias métamorphique ; **j^m** dolomies jurassiques métamorphisées ; **c¹^m** calcaires urgoniens marnorisés ; **c²^m** schistes albiens métamorphiques ; **μ** zone de broyage.

les calcaires urgoniens. Malheureusement les alluvions de la plaine de Saleich empêchent de voir s'il est en relation avec l'Anticlinal d'Urau.

2^o M. Roubault a observé dans le sentier d'Hergade à Urale quelques mètres carrés de marnes bariolées dans l'Urgonien.

3^o Un affleurement triasique plus important se trouve vers le Col de Gespy à l'Est de la grange dite « Le Plan ». Il est représenté par des argiles bariolées et des cargneules et est en relation avec des calcaires liasiques.

Ces trois affleurements triasiques sont en situation anormale; mais ils sont tous enracinés et en relation avec du Trias profond qui a giclé localement dans la couverture secondaire.

3. — L'Anticlinorium de Balaguères.

Au Nord d'Engomer, les pentes qui dominent la vallée du Lez et le vallon de Balaguères et qui mènent jusqu'au chevauchement de la Forêt de Larroque, montrent une succession de plis ¹ que je désigne sous le nom d'*Anticlinorium de Balaguères*. Tous ces plis sont couchés au Nord; ils sont étroitement serrés et leurs flancs sont, par place, étirés. Ils peuvent ainsi passer à des plis-faille, montrant alors une disposition tout à fait analogue à celle que nous a révélée l'accident anticlinal d'Alas, qui n'est, en somme, que le pli le plus méridional de cet anticlinorium.

Le plus frontal de ces plis, l'*Anticlinal de Paracoch*, est une ramification du pli-faille de Montégut et provient, avec lui, de la subdivision de la bande triasique d'Alos et du ruisseau de Sour. L'*Anticlinal de Vigneau*, dont l'axe court d'Engomer à Agert, se prolonge sur la rive droite du Lez à travers les lambeaux de Lias et de Trias d'Engomer et d'Autère (p. 397). D'autre part, entre les deux axes anticlinaux que je viens de définir, les terrains primaires du Massif des Trois-Seigneurs affleurent encore dans le *Dôme de Coumo Cabo*, avant de s'ennoyer sous l'entablement calcaire de la Forêt de Larroque.

1. Le Dôme hercynien de Coumo Cabo. — Au Sud du Col d'Aban, dans le noyau crevé d'un dôme régulier de calcaires liasiques, surgit un affleurement de schistes très fissiles, de couleur sombre, presque noirs, associés à des calc-schistes. Ces couches, où de nombreuses bandes de tufs éruptifs sont interstratifiées, se révèlent très plissées et, au-dessus d'elles, le Secondaire est nettement discordant. L'affleurement, de contour elliptique, a environ 1.800 mètres suivant son grand axe; il forme la croupe de la colline de Coumo Cabo au Sud de Paracoch, sans atteindre vers l'Est la localité de Pouech. Caralp, en 1899 [70, p. 439, fig. 2], en a indiqué les principaux caractères et, depuis, l'attribution au Primaire n'a pas été mise en doute. Certainement paléozoïques, les schistes

¹ Voir figure 55.

de Coumo Cabo semblent bien être des schistes siluriens, comme ceux qui, au Sud d'Engomer, se développent largement dans le Massif des Trois-Seigneurs.

2. L'Anticlinal de Paracoch. — A l'Ouest de Lique, le Trias gypseux du vallon de Goué a un plus grand développement que ne l'indique la Feuille de Bagnères-de-Luchon. Il se poursuit jusqu'au massif d'ophite de Paracoch. Celui-ci, dirigé E-W, est aussi beaucoup plus étendu ; il atteint la grange de Jouet. Une série d'affleurements discontinus d'ophite, d'argiles bariolées et même de Permo-Trias jalonnent, vers la limite du chevauchement de la Forêt de Larroque, le prolongement de l'anticlinal jusqu'au delà d'Agert. Le bord de la route montre, à l'Ouest d'Agert, les calcaires chamois et les cargneules du Trias qui, plus loin, s'annoient sous l'Infralias et le Lias. Sur tout son parcours l'Anticlinal de Paracoch est couché au Nord.

Le déversement du Synclinal de la Forêt de Larroque sur l'Anticlinal de Paracoch. — *La zone de broyage le long du contact anormal.* — Suivant un plan plongeant de 45° au Nord, les dolomies jurassiques du Col d'Aban et les calcaires urgoniens de la Forêt de Larroque chevauchent l'Anticlinal de Paracoch, dont le flanc nord disparaît progressivement de l'Est à l'Ouest. Sous la dolomie jurassique le Lias moyen s'étire à Las Tronques et le Lias inférieur vers la grange de Goué. L'ophite de Paracoch ¹ se trouve ainsi directement chevauchée par la dolomie jurassique qui plonge au Nord ; quelques affleurements discontinus de Trias gypseux sont seuls visibles suivant ce contact dans le sentier de Jouet. La dolomie jurassique s'étire ensuite elle-même sous les calcaires urgoniens de la Forêt de Larroque qui atteignent, dès lors, l'axe triasique de l'Anticlinal de Paracoch et le chevauchent directement sur une longueur d'environ 4.000 mètres (fig. 55).

La zone de contact, de structure très complexe, montre dans le sentier de la Caubère une zone de broyage ², où l'on peut reconnaître des affleurements discontinus de toutes sortes de terrains, impossibles à mettre en séries longitudinales : ophite, Trias gypseux, calcaires liasiques, schistes et grès rouges du Permo-Trias. L'affleurement de Permo-Trias est très vaste : on le recoupe dans le sentier de la Caubère à Agout, sous lequel il redescend dans la forêt sur les pentes qui dominent Agert. Il ne fait aucun doute qu'il se place sur le prolongement de l'axe anticlinal de Paracoch. La zone considérée offre aussi un beau développement de formations bréchiques. On y trouve, en particulier, des ophites broyées, de véritables brèches d'ophite, souvent cimentées par des marnes triasiques et pouvant comporter, d'autre part, quelques éléments empruntés à des calcaires secondaires, ou même des fragments de grès ou de schistes permien. L'origine tectonique de cette brèche ne paraît pas faire de doute.

¹ M. Roubault [262, p. 21] signale la présence dans l'ophite de Paracoch d'amphibole d'ourolitisation à extinctions roulantes. Ce fait, qui témoigne d'efforts orogéniques intenses, est parfaitement en accord avec l'existence d'une zone broyée au Sud de la Forêt de Larroque.

² Cette zone broyée, qui suit le bord méridional de la Forêt de Larroque, a été signalée par M. Roubault [262, p. 35].

3. **L'Anticlinal de Vigneau.** — Se mettant parfaitement en direction avec celui d'Engomer, sur la rive droite du Lez, un petit affleurement d'argiles rouges du Trias se voit, à l'Ouest de Vigneau, sur le sentier d'Alas. Dans son prolongement au NW, une étroite bande de Trias gypseux coupe le sentier d'Alas à Campussan; elle affleure au-dessus de l'église d'Agert et se réunit, au Nord du village, à l'Anticlinal de Paracoch, tandis que le Synclinal de Campussan, qui montre de la dolomie jurassique ceinturée de couches liasiques très étirées, disparaît en hauteur vers l'Ouest.

Cet anticlinal est, lui aussi, couché vers le Nord. Son flanc normal montre plusieurs replis qui sont coupés en biseau par l'accident d'Alas. Le sentier de Campussan à Alas permet d'analyser cette succession isoclinale. Au Sud de la bande triasique de Vigneau, il montre le Lias calcaire, puis le Lias schisteux; la dolomie jurassique affleure au petit col où aboutit le chemin d'Agert; on trouve ensuite au Sud, après un repli anticlinal de Lias moyen, une nouvelle série où le Lias moyen est étiré; c'est déjà le flanc nord de l'accident anticlinal d'Alas.

II. — LA COUVERTURE SECONDAIRE DU MASSIF DE MILHAS, AU NORD DE CELUI-CI, ENTRE L'ARBAS ET LE GER

Avant d'atteindre la vallée de l'Arbas, tous les plis, dont nous avons analysé la succession très serrée dans le massif du Pic de Lestélas, se sont ennoyés sous les schistes albiens de Castelbiague et l'on n'a plus, au Nord du Massif de Milhas, qu'une couverture régulière de terrains secondaires dont la vallée de l'Arbas donne une très bonne coupe.

En suivant, du Nord au Sud, la route d'Arbas jusqu'au moulin de Larrigou, puis en prenant, sur la rive droite de la rivière, le chemin de Béron à Arbas, on recoupe la succession suivante (pl. VIII, coupe 33) :

1° les schistes albiens, depuis la limite du Cénomanién jusqu'à Béron et au moulin de Boulaou. Par endroits très redressés, ces schistes n'en accusent pas moins un pendage d'ensemble au Sud.

2° les calcaires urgoniens ;

3° les dolomies jurassiques ;

4° le Lias supérieur et moyen schisteux ;

5° le Lias inférieur (calcaires roses ou bleutés, en général rubanés). Ces calcaires affleurent en particulier à Larrougés et à Lafargue et traversent le lit de l'Arbas en bancs réguliers renversés au Nord comme toute la série secondaire.

6° des argiles bariolées du Trias, visibles dans les champs au Sud de Lafargue ;

7° les schistes, les grès et les microbrèches calcaires du Cénomanién de l'affleurement d'Arbas et de Fougaron, qui reposent sur la série secondaire précédente suivant un contact qui plonge de 45° au Sud.

Sur cette coupe toute la série secondaire est renversée. Elle disparaît au Sud

sous le Cénomaniens discordant, lequel masque aussi les schistes primaires du Massif de Milhas.

Sur la rive gauche de l'Arbas, un très vaste placage d'alluvions pliocènes ¹, qui s'étend sur tout le plateau de Chein-Dessus et remonte vers l'Ouest assez haut dans le vallon du Col de Larrieu, masque en grande partie les couches secondaires sur la bordure du Massif de Milhas.

Quelques affleurements du substratum percent à travers ces alluvions et permettent, tout de même, de suivre la continuité des couches. Le Lias moyen affleure dans un vallon au Sud de Tucaou ; la dolomie jurassique pointe au Sud de la route de Chein-Dessus ; les calcaires urgoniens se montrent sur la route de Montastruc au Sud de la cote 410, les schistes albiens au Sud du Col des Perés.

Cependant, ce placage alluvial masque sans doute des replis des terrains secondaires qu'il serait intéressant de pouvoir analyser. J'ai trouvé, en effet, au Nord de la route de Chein-Dessus, sous l'« é » de Réberville, un affleurement de Trias dont la situation est singulière.

Les alluvions s'appuient au Sud sur les schistes siluriens du Massif de Milhas. Ceux-ci sont des schistes rouges ou jaunes, très finement feuilletés sous les maisons de Reygoun ; ils sont lardés de filons de quartz sur toute la butte qui court de Reygoun au Col de Larrieu.

Sur le bord septentrional de la formation alluviale, on voit se dégager, de l'Est à l'Ouest, tous les termes de la série secondaire : les schistes albiens, renversés au Nord, dans le mamelon 480 ; les calcaires urgoniens très redressés dans la carrière de Chein-d'en-bas ; enfin la dolomie jurassique et le Lias au Col de Larrieu.

Au Nord du Col de Larrieu, une coupe passant par le sommet 769 montre, du Sud au Nord (pl. VIII, coupe 34) :

- 1° les schistes siluriens très métamorphiques ;
- 2° les calcaires rubanés du Lias inférieur, très étirés et en grande partie masqués par des éboulis ² ;
- 3° le Lias schisteux plongeant à 75° au Sud ;
- 4° les dolomies jurassiques très épaisses, présentant des dépôts lenticulaires d'oxyde de fer et dont la partie moyenne montre des intercalations de bancs calcaires ;

¹ Cette formation, attribuée au Cénomaniens par Carez sur la Feuille de Saint-Gaudens, doit être rapportée sans aucun doute, ainsi que l'a fait remarquer M. Roubault [262, p. 32], au Pliocène ou, tout au moins, à des cailloutis anciens du Quaternaire. Les graviers siliceux et les mollasses, qui affleurent en particulier sur la route de Montastruc, de même que dans le vallon qui court de Chein-Dessus au Col de Larrieu, présentent tous les caractères des dépôts du plateau de Lannemezan. L'affleurement de Chein-Dessus doit être assimilé aux vastes lambeaux d'alluvions élevées qui s'étendent, au Nord d'Aspet, vers Estadens, Soueich et Ganties.

² Ces éboulis, qui, au Sud du sommet 769, s'étendent entre le Primaire et le Lias moyen, ne m'ont pas permis de retrouver sur cette coupe le Trias (« marnes terreuses avec quelques lits de calcaire dolomitique, bréchiforme ou cagneux ») et le Rhétien (« calcaires en plaquettes ») que Roussel y a signalés [271, p. 139].

5° les calcaires urgoniens du Bois de Thouas ;

6° les schistes et calcaires marneux noirs albiens qui forment toutes les collines à l'Est d'Estadens.

Cette coupe montre toujours une succession régulière, comparable à celle observée dans la vallée de l'Arbas ; mais le Lias inférieur est très étiré et le Trias n'y paraît pas représenté. Le renversement de la série est, d'autre part, beaucoup moins accusé : le Lias plonge encore à 75° au Sud sous les schistes siluriens ; mais les couches secondaires plus élevées se redressent et deviennent verticales.

A l'Ouest du Col de Larrieu, les couches secondaires, qui sont subverticales, traversent sans déviation le grand ravin de Maneyre. Tandis qu'à le chemin ne quitte pas les schistes siluriens, les pentes méridionales du sommet 760, à l'Ouest de Maneyre, montrent déjà, contre le Lias moyen fossilifère, le Lias inférieur vertical représenté par des calcaires rubanés et des calcaires dolomitiques. Le Trias n'est pas visible et paraît encore étiré.

Le Trias n'apparaît, en bordure des schistes siluriens, qu'à l'Ouest du Col de Louzet : un affleurement d'ophite très décomposée, associée à des argiles bariolées, coupe la route en face de la maison Nougaro. Le Trias est régulièrement suivi au Nord par les calcaires du Lias inférieur, par le Lias moyen schisteux, encore visible à l'embranchement du sentier de Noguès, et par la dolomie jurassique, en grande partie masquée par un énorme placage d'alluvions qui, du même type que celui de Chein-Dessus, s'étend plus au Nord dans la direction d'Estadens et de Ganties sur l'Urgonien et l'Albien.

A l'Ouest de Nougaro, le bord méridional de la série secondaire qui, depuis le Col de Larrieu, s'est progressivement couchée vers le Nord, est accidenté d'un repli synclinal à la faveur duquel la dolomie jurassique, ceinturée de Lias moyen, est conservée en hauteur, sur la rive gauche du vallon de Soueil, sur toutes les pentes de la dépression fermée de Pavillon et de Bellevue (pl. VIII, coupe 35). Ce repli est lui aussi couché au Nord. Sur son flanc nord, le Lias calcaire se poursuit, dans le vallon du ruisseau de Soueil, dans la direction d'Aspet ; il est suivi au Nord par des schistes décalcifiés, très siliceux et traversés de filons de quartz, qui représentent, ainsi que l'a fait remarquer M. Dubar [128, p. 153], un faciès particulier du Lias moyen, alors que la Feuille de Saint-Gaudens les attribue au Primaire.

Sur le flanc sud du repli synclinal de Pavillon et de Bellevue, les calcaires liasiques coupent le vallon de Soueil en face d'Escouloumés et remontent vers las Tachaires et Ruzolle. Ils sont accompagnés par des affleurements discontinus de Trias et de Permien qui les séparent des schistes siluriens : des schistes rouges et violacés du Permien, alternant avec des grès rouges ou verts et des arkoses, se montrent dans le vallon d'Escouloumés et jusqu'au col de las Tachaires ; des argiles bariolées triasiques affleurent sur le chemin en face de Ruzolle. Les schistes permien¹ sont de nouveau visibles sur ce même chemin au Nord d'une

¹ Ces affleurements ne sont pas figurés sur la Feuille de Saint-Gaudens au 1/80.000.

carrière, où les griottes dévonien du massif hercynien ont été exploités comme marbres. Leur affleurement se poursuit sur la rive gauche du Ger dans la direction de Giret.

A l'Ouest de Bellevue, la dolomie jurassique pincée dans le repli synclinal se perd en hauteur ; mais, en avant de ce repli, le Lias dessine un pli anticlinal en genou, comme lui couché au Nord. Les calcaires liasiques des pentes nord du sommet 586 en représentent le flanc normal, tandis qu'au Nord du vallon de Soueil les calcaires de la butte de la Serre (538), dans lesquels sont creusées des carrières, aujourd'hui abandonnées, à 1 kilomètre à l'Est d'Aspet, appartiennent à son flanc inverse.

Le Lias inférieur est encore renversé sur la route de Justaou, où il plonge de 30° vers le Sud, recouvrant le Lias schisteux, dont un petit affleurement est visible au milieu des alluvions, à la cote 466, en face du château de Terreblanque. Plus au Nord, on trouverait, dans une succession qui est la même que sur les coupes de la vallée de l'Arbas et du Col de Larrieu, la dolomie jurassique, les calcaires urgoniens et les schistes albiens. Ces derniers, toujours renversés vers le Nord, s'étendent jusqu'au contact du Cénomaniens plus frontal.

Tous les termes de la série secondaire analysée sur la coupe qui précède, traversent le Ger et tournent au Sud, pour envelopper la terminaison du Massif de Milhas qui s'ennoie vers l'Ouest sous une bordure régulière.

B. — LA COUVERTURE SECONDAIRE ANTÉCÉNOMANIENNE AU SUD DE L'ALIGNEMENT DES MASSIFS HERCYNINIENS DES TROIS-SEIGNEURS ET DE MILHAS.

De la vallée du Lez au méridien de Saint-Lary, les terrains secondaires situés au Sud des massifs anciens des Trois-Seigneurs et de Milhas sont disposés suivant un synclinal dont l'axe court parallèlement à la vallée de la Bouigane, plus communément appelée « Bellongue ». Ce synclinal est rempli de formations schisteuses métamorphiques. C'est le *Synclinal des schistes de la Bellongue* (pl. VIII, coupes 32 et 33).

A l'Ouest de Saint-Lary, et jusqu'à la vallée du Ger, la couverture méridionale du Massif de Milhas montre, jusqu'à la Zone axiale, une succession de plis orientés E-W (pl. VIII, coupes 34 et 35).

1. — Le Synclinal métamorphique des schistes de la Bellongue

Les calcaires métamorphiques. — Le flanc nord du Synclinal de la Bellongue n'est autre que le flanc méridional de l'accident anticlinal d'Alas et de Béouch. Il est représenté par la longue bande de calcaires métamorphiques qui court de l'Est à l'Ouest, en passant par Alas, la Tour Sainte-Catherine, la partie

haute du ravin de la Ille, et forme ensuite, entre la Haute-Bellongue et le bassin d'Arbas, toute la crête du Tuc de Ganous et du Sommet de Cournudère.

Cette série calcaire plonge au Sud suivant un angle voisin de 45° , ainsi que le mettent bien en évidence ses indentations vers le Sud, sous les schistes de la Bellongue, dans les ravins qui descendent au Sud du Tuc de Ganous.

Au Nord, les calcaires métamorphiques s'appuient sur le Trias, le Permien, ou les schistes siluriens de la lame anticlinale d'Alas et de Béouch. A l'Ouest de Brous, ils viennent directement au contact du Cénomanién d'Arbas et de Fougaron. Le métamorphisme rend très difficile la distinction des divers niveaux secondaires au sein de cette puissante série calcaire. La dolomie jurassique y est cependant reconnaissable en de nombreux points sur la rive gauche du ravin de la Ille, ainsi que sous le Tuc aux Pentières. D'autre part, au Sud de Labaderque, on voit s'individualiser à nouveau, par atténuation progressive du métamorphisme, le Lias calcaire, le Lias schisteux, la dolomie jurassique et les calcaires urgoniens, qui ne deviennent marmoréens qu'au Sud du Sommet de Cournudère. Il semble donc que, si certaines couches paraissent être étirées par place, on peut tout de même considérer l'ensemble des calcaires métamorphiques comme représentant toute la série secondaire, du Lias au Crétacé inférieur inclus.

Au Nord de Saint-Lary, les calcaires métamorphiques de la crête de Cournudère enveloppent la terminaison occidentale des schistes de la Bellongue; ceux-ci sont, vers le Sud, entre Galey et Castillon, séparés de la Zone axiale par une bande calcaire discontinue.

Les schistes métamorphiques de la Bellongue. — Le faciès ardoisier très particulier que le métamorphisme a donné aux schistes de l'Aptien supérieur et de l'Albien qui occupent la plus grande partie du versant nord de la Bellongue, leur confère une grande ressemblance avec les schistes houillers de la Zone primaire axiale, ces derniers affleurant sur le versant sud de la vallée et venant jusqu'au contact des schistes crétacés. Cette ressemblance explique la confusion que l'on a pu faire et les longues discussions qui ont eu lieu au sujet de l'âge des schistes de la Bellongue.

Sans vouloir donner ici des références bibliographiques complètes, pour lesquelles je renvoie, une fois de plus, à l'ouvrage de Carez [91], je ne crois pas inutile de signaler quelques-unes des différentes opinions formulées à ce sujet.

Coquand [113, 114], qui, de même que Charpentier, y a signalé des Ammonites (sans autre précision), attribue les schistes de la Bellongue au Jurassique. Tandis que Stuart-Menteath en fait du Trias [285], Caralp les attribue d'abord au Lias moyen [68], puis les considère comme des couches primaires [70].

C'est Carez qui, en 1896 [81], a montré le premier que l'on doit distinguer les schistes gris, luisants, injectés de granite du Sud de la Bellongue, qui sont paléozoïques, des schistes et des calcaires noirs qui se développent sur la rive gauche de la vallée. L'auteur compare très justement les schistes secondaires de la Bellongue aux formations de même faciès de Bessède-de-Sault et de Sournia; mais il les attribue encore au Lias moyen. Enfin, Roussel [271, p. 138; 275, p. 235] trouve dans ces schistes des Orbitolines à l'Est du Col de Gespy. La formation est, dès lors, datée comme crétacée.

La présence d'Orbitolines dans les schistes de la Bellongue, leur superposition aux calcaires urgoniens de la crête de Cournaudère ne laissent aucune doute sur l'âge de ces couches. Elles représentent les marnes de l'Aptien supérieur et de l'Albien, profondément transformées par le métamorphisme.

Les schistes montrent quelques intercalations de bancs de grès et de conglomérats fins. Ils sont localement traversés par des filons de quartz. Noirs, durcis, ils sont fréquemment pyriteux. Leur ressemblance est grande avec les couches à faciès de Rodome, dont nous avons trouvé de nombreux affleurements au même niveau dans les séries métamorphiques de la Feuille de Foix et de celle de Quillan. Des analyses ont, d'ailleurs, montré à M. Roubaud [262, p. 25] que les transformations qu'ont subies les schistes de la Bellongue sont parfaitement comparables à celles décrites par Longchambon [246] dans les marnes silicatées du Pic de Gérale (Feuille de Foix). Les marnes sont transformées en schistes ardoisiers par durcissement, perte de carbonate de chaux et enrichissement considérable en silice.

L'extrémité orientale du Synclinal des schistes de la Bellongue. — Les massifs ophitiques de Castillon, de Sor et de Salsein. — Vers la limite orientale de leur affleurement, les schistes de la Bellongue viennent au contact du Massif des Trois-Seigneurs, soit directement, soit par l'intermédiaire de calcaires métamorphiques et d'affleurements d'ophite.

Les alluvions et les éboulis masquent, sur la rive droite du Lez, le prolongement des calcaires métamorphiques d'Alas; mais ceux-ci sont déjà étirés sous la chapelle Saint-Michel, au Sud d'Engomer, suivant le contact des schistes métamorphiques de la Bellongue avec les schistes primaires injectés de granite. L'inclinaison du contact n'est pas visible en ces parages.

Au Sud de Loutrein, le substratum des schistes crétacés réapparaît suivant une barre verticale de calcaires métamorphiques¹ qui, à l'Est, butent verticalement contre le massif granitique (pl. VIII, coupe 31). Ces calcaires métamorphiques se poursuivent vers le calvaire de Castillon, puis sur la rive gauche du Lez et se montrent en relation avec un très important affleurement d'ophite qui s'étend vers l'Ouest jusqu'à Sor et vers le Sud au delà de Salsein.

Ce massif ophitique, dont la représentation sur la première édition de la Feuille de Bagnères est très inexacte, a été récemment étudié minutieusement et délimité dans un travail de M. Duffour [431], auquel je ferai de nombreux emprunts pour la rapide énumération que je vais donner des gisements de roches basiques de la Bellongue.

Bordée à l'Ouest par la bande de calcaires métamorphiques de Cescau et de Castillon, qui, verticale plus au Nord, plonge au NW à Barat, l'ophite forme, à l'Est de la route de Castillon, le mamelon 626. L'ophite est accompagnée, au Nord et à l'Est du mamelon, par une grosse masse de serpentine que M. Duffour

¹ L'âge de ces calcaires est très difficile à déterminer, du fait de leur métamorphisme. Nous sommes seulement en droit de dire qu'ils sont secondaires et représentent, en tout ou en partie, la série comprise entre le Trias et l'Albien.

considère comme un produit d'altération probable d'une lherzolite. L'affleurement ophitique traverse le Lez et s'étend entre le château de Coumes et la localité d'Estrade au Sud de Salsein. Dans sa partie septentrionale, il sépare toujours les schistes de la Bellongue du granite de Castillon, tandis qu'au Sud, dans les environs de Salsein, il déborde très largement sur la Zone axiale.

L'affleurement ophitique est accompagné de calcaires métamorphiques qui le bordent au Sud comme à l'Est. Un lambeau de ces mêmes calcaires est situé en plein milieu du massif d'ophite, vers le mamelon 715 à l'Est de Sor. On en trouve aussi quelques témoins disséminés sur sa bordure occidentale, à l'Ouest de Salsein et au château de Coumes.

Avec les calcaires métamorphiques qui l'accompagnent, le vaste massif d'ophite de Castillon, de Sor et de Salsein, certainement en relation avec ceux plus restreints de la vallée de Bethmale et avec ceux plus occidentaux d'Aucazein et de Galey, représente le substratum des schistes de la Bellongue sur leur bordure sud-est. L'ophite, les calcaires métamorphiques et les schistes métamorphiques appartiennent à la couverture secondaire sous laquelle le Massif des Trois-Seigneurs s'ennoie brusquement vers l'Ouest en une plongée axiale presque verticale.

Le bord méridional de l'affleurement des schistes de la Bellongue. — Le long du contact des schistes de la Bellongue et de la Zone primaire axiale, M. Duffour [431] a décrit des affleurements discontinus de calcaires métamorphiques et de roches basiques. Il signale, au SW d'Argein, un pointement d'hornblendite et de cortlandite en relation avec des îlots de calcaires métamorphiques. D'autre part, un massif d'ophite s'étend depuis l'église d'Aucazein sur 600 mètres vers l'ESE ; il est bordé au Sud par des calcaires métamorphiques qui, sur la rive droite de la Bouigane, enveloppent un autre petit affleurement d'ophite.

A Orgibet, les schistes carbonifères traversent la Bouigane et de nouveau s'interpose, entre eux et les schistes crétacés, une bande de calcaires métamorphiques qui enveloppe presque complètement le pointement d'ophite de Galey. Plus à l'Ouest, ces calcaires métamorphiques remontent au Nord vers Escarchein et se relient à ceux du Sommet de Cournudère, enveloppant les schistes de la Bellongue.

En résumé, au Sud de la ride anticlinale qui court d'Engomer au Massif de Milhas, la couverture secondaire, atteinte par un métamorphisme intense et riche à sa base en intrusions de roches basiques, comporte à son sommet les schistes métamorphiques de la Bellongue. Elle est disposée suivant un synclinal dissymétrique, couché au Nord et faiblement chevauché sur son bord méridional par la Zone axiale. Nous l'avons appelé le Synclinal métamorphique des schistes de la Bellongue.

2. — La couverture secondaire au Sud du Massif de Milhas

A l'Ouest du méridien de Saint-Lary, la structure de la couverture secondaire située entre le Massif de Milhas et la Zone axiale est plus complexe que dans la partie que nous venons d'étudier. On y retrouve le prolongement du Synclinal des schistes de la Bellongue; mais, de part et d'autre de ce pli, s'alignent, parallèlement à lui, d'autres plis. Vers le Nord, sous les calcaires métamorphiques de la crête de Cournudère, un anticlinal ramène le Primaire à la surface dans le ravin de la Fontaine de l'Ours. Entre cet anticlinal et le Massif de Milhas, les terrains secondaires, qui ne sont plus métamorphiques vers le Nord, forment le Synclinal de la Forêt d'Arbas. De même, au Sud du pli qui prolonge le Synclinal des schistes de la Bellongue, plusieurs plis parallèles s'alignent jusqu'au front de la Zone axiale.

Au total, nous pourrions distinguer, du Nord au Sud :

- 1° le Synclinal de la Forêt d'Arbas;
- 2° l'Anticlinal de la Fontaine de l'Ours;
- 3° le Synclinal de Saint-Lary et du Sourd;
- 4° l'Anticlinal du ravin d'Illous;
- 5° le Synclinal du Pic de Piéjeau.

Nous allons analyser successivement ces divers plis.

1. Synclinal de la Forêt d'Arbas. — L'axe de ce synclinal se manifeste bien sur la carte au 1 : 200.000 (pl. IX). L'accident sort, sur la rive droite du ruisseau d'Herran, vers Couéou, sous le Cénomaniien discordant. Dans sa partie orientale, le synclinal s'étale largement et un repli frontal le borde au Nord, où, sur le plateau de la Husse, la série secondaire est conservée très en avant sur le Massif de Milhas (pl. VIII, coupe 34). Puis, se rétrécissant beaucoup, le synclinal se dirige vers le SW, présentant suivant son axe une bande de schistes crétacés qui coupe la vallée du Ger au Sud d'Hennemorte, vers l'embranchement des routes de Coulédoux et de Portet-d'Aspet. Sur la rive gauche du Ger, il tourne vers le NW et nous le retrouverons en avant de la Forêt de Cagire. Ce synclinal est, comme tous les plis de la région, fortement couché au Nord. Vers Labaderque, son flanc méridional est en partie étiré sur le bord nord de l'Anticlinal de la Fontaine de l'Ours.

La série du Synclinal de la Forêt d'Arbas peut être analysée dans de bonnes conditions dans le flanc nord, sur toute la bordure du Massif de Milhas, depuis Arbas jusqu'à Hennemorte. Les calcaires urgoniens de la Forêt d'Arbas, dans lesquels on peut observer des sections de *Toucasia* vers Plan de Gaule, reposent au Nord sur leur soubassement normal de dolomies jurassiques, de Lias schisteux fossilifère et de Lias calcaire. Cette série est facile à observer au Nord de Gourgue, ainsi que sur la rive droite du ruisseau de la fontaine de la Husse, où elle repose sur les micaschistes et les schistes primaires verticaux suivant

un contact qui plonge à 45° au Sud. Les couches secondaires traversent le thalweg en aval de la cascade de la Husse et remontent au Nord vers Cap del Lort et vers la crête des rochers de Pène-Nère. Sur cette crête, la série comporte à son sommet les schistes albiens du plateau de la Husse. Elle montre, d'autre part, en particulier à sa base, de nombreux pointements de roches vertes, dont l'étude détaillée reste à faire.

Au SW du Sommet de la Husse, la série secondaire se poursuit dans le Pic de Paloumère et jusqu'à la vallée du Ger. Son contact avec le Cristallin du Massif de Milhas se voit sur la route à une centaine de mètres au Nord d'Hennemorte et l'allure de son tracé, à la traversée de Ger, met bien en évidence, conformément à tous les pendages que l'on peut observer, le plongement du contact au Sud suivant un angle voisin de 45°. D'autre part, sur la rive droite du Ger, un petit repli frontal de la couverture secondaire a laissé sur la colline de Cazaril un lambeau synclinal de Lias et de dolomie jurassique qui est directement rattaché vers le Sud à la série d'Hennemorte (pl. VIII, coupe 35).

2. Anticlinal de la Fontaine de l'Ours. — Suivant l'axe de cet anticlinal court au Sud de Labaderque, en direction E-W, une bande de schistes primaires dans le sentier menant de Sarrat det Bouich à la Fontaine de l'Ours. Ce sont des schistes bruns, verdâtres ou gris, par place très fissiles. Je crois devoir les rapporter au Silurien, comme l'ont fait M. Léon Bertrand (Feuille de Foix) et M. Roubault [262, carte]. Tandis qu'à l'Est ces schistes disparaissent sous le placage d'éboulis d'Herran, en ne dépassant guère le ravin du ruisseau d'Herran, ils s'ennoient à l'Ouest sous leur couverture secondaire, avant d'atteindre la Fontaine de l'Ours, après un affleurement long de 2 kilomètres.

L'axe de l'Anticlinal de la Fontaine de l'Ours se poursuit vers l'Ouest, parallèlement à celui du Synclinal de la Forêt d'Arbas. Il traverse la vallée du Ger vers les granges Espregator, où l'on peut reconnaître, au milieu de la série marmoréenne, la présence de dolomies jurassiques métamorphiques. Plus loin, au delà du Ger, une bande de dolomies jurassiques jalonne vers le NW, dans la direction de Juzet-d'Izaut, le prolongement de l'Anticlinal de la Fontaine de l'Ours.

Le flanc sud de l'anticlinal offre, sur les pentes du Sommet de Cournaudère, une succession régulière de couches secondaires métamorphiques. Son flanc nord a, au contraire, une structure plus complexe (fig. 56).

Le flanc nord de l'Anticlinal de la Fontaine de l'Ours. Les calcaires métamorphiques d'Herran et de Labaderque. — Les couches du flanc nord de l'anticlinal sont atteintes par un métamorphisme très intense qui les a profondément transformées et rendues bien difficilement reconnaissables. De plus, l'analyse détaillée des replis affectant cette série et la découpant sans doute en autant d'écaillés qui viennent buter au Nord par un contact anormal contre le flanc étiré du Synclinal de la Forêt d'Arbas, est rendue à peu près impossible par l'extrême rareté des affleurements au milieu des prairies de la dépression de Labaderque. Ce flanc nord correspond à la lame de calcaires marmorisés, injectés d'ophite, qu'indique la Feuille de Bagnères. Dans son récent travail

[262, p. 23 et p. 31], M. Roubault la désigne sous le nom de « complexe d'Herran ».

Remarquons, tout d'abord, que cette bande de calcaires métamorphiques succède régulièrement aux schistes siluriens de l'Anticlinal de la Fontaine de l'Ours, dont elle représente la couverture secondaire.

Une bonne coupe transversale de cette bande métamorphique peut être relevée le long de la route du Cap de la Carrière à Labaderque. On y voit, au Nord des schistes siluriens, dont l'affleurement disparaît déjà sous les éboulis, la succession suivante :

1° des cargneules et des calcaires métamorphiques jaunâtres, qui affleurent le long du premier lacet de la route et au sein desquels j'ai trouvé un petit pointement d'ophite. Je crois donc qu'ils représentent la base de la série secondaire, c'est-à-dire le Trias et le Lias.

2° une étroite bande de schistes métamorphiques à mouchetures de dipyre, visibles quelques mètres avant le premier tournant ;

3° des calcaires métamorphiques ;

4° au Nord du tournant, suivant le contact des calcaires métamorphiques et de calcaires bréchoïdes vraisemblablement cénomaniens, un affleurement très restreint d'argiles bariolées du Trias.

Le complexe métamorphique se révèle, sur cette coupe, comme une série isoclinale, peut-être replissée sur elle-même, qui semble comporter surtout du Trias et du Lias et qui représente la couverture secondaire du noyau anticlinal de la Fontaine de l'Ours. Au Nord, les calcaires métamorphiques viennent jusqu'au contact du Cénomanien discordant, ou bien ils en sont séparés par du Trias. L'étude de la colline de Sougasses nous montrera d'ailleurs (p. 441) qu'au Nord de ce contact une écaille anticlinale ramène le substratum primaire, sinon en surface, du moins jusqu'à la base du Cénomanien (fig. 56).

La coupe est la même sur la rive droite du ruisseau d'Herran : on y retrouve les mêmes calcaires métamorphiques rosés, jaunâtres ou blancs, la même intercalation d'un banc schisteux à mouchetures de dipyre et, dans le prolongement de celui de la rive gauche, des gisements d'ophite. Les calcaires métamorphiques montrent plusieurs affleurements au milieu des éboulis sur la route d'Herran et forment, au Nord de ce village, la petite butte de la Capo. Plus à l'Ouest, ils affleurent encore dans le ravin qui descend sur Fougaron, tandis qu'au Sud de celui-ci les éboulis masquent leur continuité, pourtant évidente, avec la série du Tuc de Ganous.

M. Roubault [262] a montré que les affleurements d'ophite qui accompagnent ces calcaires métamorphiques, ne présentent nullement l'allure régulière indiquée par la Feuille de Bagnères. On peut distinguer deux affleurements d'ophite isolés. Le premier, de très faible étendue, se trouve sur la route qui monte à Herran, en face d'une fontaine. L'autre, beaucoup plus vaste, occupe la crête de Borde-Neuve et de Bénitou et se poursuit au Nord jusqu'au contact du Cénomanien de Lasserre.

Le flanc sud de l'Anticlinal de la Fontaine de l'Ours. — Le flanc sud de l'anticlinal montre une succession parfaitement régulière des couches secondaires. Celles-ci recouvrent les schistes siluriens et plongent au Sud.

Le sentier du Col de la Croix de Guéret en donne, au Sud d'Herran, une bonne coupe. Toutes les couches y sont métamorphiques, et, depuis fort longtemps, Leymerie [244] y a signalé des calcaires cristallins et des calcaires à dipyre. On peut cependant, comme l'ont fait M. Dubar [128, 130] et M. Roubault [262, p. 24, 258, 260], y reconnaître toute la série secondaire : le Lias inférieur (calcaires gris, souvent rubanés, riches en dipyre), le Lias moyen et supérieur (bancs calcaréo-marneux et schistes), la dolomie jurassique, enfin les calcaires urgoniens de la crête de Cournudère qui, nous le savons, supportent les schistes métamorphiques de la Bellongue (fig. 56).

Vers l'Est, cette série se poursuit dans le ravin de la Ille et jusqu'à Alas, recouvrant les schistes siluriens de Salles et de Béouch qui se trouvent dans le prolongement de ceux de la Fontaine de l'Ours. La marmorisation de la série secondaire s'accuse de plus en plus lorsqu'on va de l'Ouest à l'Est.

3. Synclinal de Saint-Lary et du Sourd. — A l'Ouest de la terminaison des schistes de la Bellongue, les calcaires métamorphiques affleurent largement dans la région de Portet-d'Aspet et de Saint-Lary ; entre l'Anticlinal de la Fontaine de l'Ours, au Nord, et l'Anticlinal du ravin d'Illoüs, au Sud, ils se poursuivent jusqu'à la vallée du Ger qu'ils traversent auprès du hameau de Lacus. Ces calcaires marmoréens montrent, à leur partie supérieure, des affleurements de schistes crétacés métamorphiques dans le prolongement de ceux de la Bellongue. Un premier lambeau synclinal de ces schistes métamorphiques, isoclinalement couchés au Nord, affleure dans le village de Saint-Lary et s'étend au SW jusque vers Anos. Un autre affleurement, séparé du précédent par une large bande de calcaires marmoréens, se développe à l'Ouest de Portet-d'Aspet.

L'étude de toute cette zone synclinale métamorphique prête à des considérations intéressantes relativement à deux ordres de questions :

1° la présence de nombreux massifs de roches vertes ;

2° les caractères du métamorphisme et sa disparition progressive du Nord au Sud.

Les roches vertes de la Haute-Bellongue. — De grandes précisions nous sont fournies à leur sujet par le travail déjà cité de M. A. Duffour [431] ; je n'y ajoute personnellement que peu d'observations nouvelles.

A l'Ouest du pointement d'ophite de Galey, un affleurement de la même roche forme, au milieu des calcaires, le sommet 942 et s'étend au NE dans le sentier de Fourque à Castagnès, où il se termine dans les schistes métamorphiques. A son voisinage, M. Duffour signale trois petits affleurements d'hornblende.

Le vaste massif d'ophite de Portet-d'Aspet surgit plus à l'Ouest, où il s'étale largement des deux côtés de la route. C'est M. A. Lacroix [473, p. 5] qui a reconnu la nature de la roche, tout d'abord signalée comme lherzolite par

J. de Charpentier. M. A. Duffour a trouvé au milieu du massif, au SSW du mamelon 928, un petit affleurement de serpentine voisinant avec une hornblendite.

A l'WSW du Col de Portet-d'Aspet, affleure le vaste massif lherzolitique du Sourd. En contact sur sa bordure avec des calcaires marmoréens ou avec des schistes albiens métamorphiques, il redescend jusqu'à la vallée du Ger, la traverse au Nord de Lacus et se poursuit vers l'Ouest jusqu'au sommet 1122 et au Col d'Aillos.

Le métamorphisme des calcaires et des schistes de la Haute-Bellongue. — Le métamorphisme affecte également les calcaires et les schistes crétacés du Synclinal de Saint-Lary et de Portet. Il est surtout intense dans la bande de Galey et dans la région de Portet-d'Aspet, où M. A. Lacroix a décrit [173, p. 97] des calcaires à minéraux (dipyre, trémolite, mica). Ailleurs, ces calcaires à minéraux passent à de véritables cipolins. De même, les marnes albiennes de l'affleurement qui s'étend à l'Ouest de Bourdallé et de Marceau et entourent la lherzolite du Sourd sont, comme les schistes de la Bellongue, entièrement transformés en schistes silicatés d'aspet ardoisier.

Il convient cependant de remarquer que ce métamorphisme est irrégulièrement réparti. Les calcaires de la crête de Cournaudère sont beaucoup moins métamorphiques que ceux de Galey. Dans la région du Col de Portet on trouve souvent, à côté de calcaires très marmoréens, des calcaires cristallins gris, où sont encore parfaitement reconnaissables des sections de rudistes. Les calcaires marmoréens représentent surtout l'Urgo-Aptien qui forme le substratum des schistes métamorphiques ; mais les couches inférieures du Secondaire peuvent y être également identifiées. M. A. Duffour a reconnu, au NE de Portet, des dolomies jurassiques à trémolite. J'ai moi-même observé, entre Escazères et Galey, des marnes métamorphiques à dipyre qui me paraissent liasiques. Le Trias existe aussi, par endroits, à la base de la formation métamorphique ¹.

D'autre part, le métamorphisme disparaît très vite, et progressivement, vers le Sud, si bien que la série n'est plus métamorphique lorsqu'elle se relève au Sud dans l'Anticlinal du ravin d'Illous.

Ce changement de faciès est particulièrement frappant dans le synclinal de schistes crétacés de Saint-Lary. Dans le sentier de Saint-Lary à Anos, on trouve, du Nord au Sud, tous les passages entre les schistes métamorphiques de Saint-Lary, offrant le « faciès de Rodome » aussi nettement caractérisé que les schistes de la Bellongue, et les marnes albiennes normales et pétrées de restes organiques. Ce secteur se prête admirablement à l'étude des modifications dues au métamorphisme. J'ai pu trouver, dans la zone de passage, des schistes durcis, silicatés, très fortement pyriteux, ayant tous les caractères des couches de Rodome et se révélant au microscope pétris de débris de fossiles, de coquilles de Lamellibranches en particulier.

¹ M. A. Duffour [134, p. 279] signale un affleurement de gypse qui a été exploité sous les schistes albiens de Saint-Lary, à la sortie du village sur le bord de la route de Portet.

4. **Anticlinal du ravin d'Illous.** — De direction oblique à la limite de la Zone axiale, l'Anticlinal du ravin d'Illous, isoclinalement couché au Nord, succède régulièrement au Synclinal de Saint-Lary.

Au Nord du confluent de la Bouigane et du ruisseau de Coume-Escure, les couches secondaires du flanc sud du Synclinal de Saint-Lary plongent à 45° au Sud et sont chevauchées par les schistes houillers de la Zone axiale. Le contact traverse la Bouigane et les couches secondaires bien individualisées¹ remontent vers Anos et le Sommet de Teillidech (1225); mais elles dessinent un anticlinal et ont une retombée plus au Sud.

L'axe de cet anticlinal, orienté SE-NW, coupe le petit ravin de Burs entre deux barres de Lias, qui passent respectivement sous les maisons de Bantines et sous celles de Burs. Il suit plus haut le ravin d'Illous, atteint la crête qui le surmonte et redescend après celle-ci, pour s'envoyer vers l'Ouest. Suivant ce trajet, l'axe anticlinal est jalonné par deux affleurements distincts d'ophite; l'un d'eux est accompagné de Trias gypseux dans le haut ravin d'Illous et de l'autre côté de la crête. Ils ont été figurés par M. A. Duffour [134, fig. 2].

La bande d'ophite, que la vallée du Ger coupe à Coulédoux, indique peut-être le prolongement de cet anticlinal dans des couches secondaires qui latéralement, de l'Est à l'Ouest, sont devenues très marmoréennes.

5. **Synclinal du Pic de Piéjeau.** — Avant de se relever sur la bordure de la Zone axiale, les terrains secondaires dessinent, au Sud de l'Anticlinal du ravin d'Illous, un synclinal lui aussi couché au Nord. Ce pli affecte toutes les couches secondaires, du Trias aux schistes albiens. Ces derniers sont représentés au Nord du Piéjeau dans un bel affleurement long de près de 3 kilomètres.

Il est intéressant de noter, sur le parcours de ce pli, les différences de faciès que présentent le versant de la Bouigane et le versant du Ger : le métamorphisme n'a atteint que la partie occidentale du synclinal. Dans la vallée du Ger les calcaires de Chourique et de Ger de Boutx sont entièrement marmorisés et ce n'est que sur son bord méridional que la série peut être analysée. Au contraire, sur le versant oriental du Piéjeau, les calcaires urgoniens sont pétris de fossiles, en particulier de sections *Toucasia*, et, à leur base, les dolomies jurassiques et le Lias sont parfaitement reconnaissables.

3. — Le contact de la Zone primaire axiale et des terrains secondaires entre Castillon et la vallée du Ger

Quels sont les rapports de la Zone axiale et de la couverture secondaire plissée que nous venons d'étudier de la vallée du Lez à celle du Ger ?

De Castillon à Galey, les schistes carbonifères de la Zone axiale viennent buter, suivant un contact qui s'écarte peu de la vallée de la Bouigane, contre le

¹ La série secondaire est facile à décomposer dans la région d'Anos et du Signal de Teillidech. La dolomie jurassique est tout à fait typique au Sud d'Anos. Le Lias moyen et supérieur est fossilifère à Teillidech [Carez, 91, III, p. 1362].

bord méridional du Synclinal métamorphique des schistes de la Bellongue. Suivant ce contact, le flanc sud du Synclinal métamorphique est très étiré et il est seulement représenté par les témoins discontinus de calcaires métamorphiques, injectés de roches vertes, d'Aucazein, d'Ilartein et de Galey. Le contact, par place vertical, est cependant d'une manière générale faiblement renversé au Nord, ainsi que les calcaires et les schistes métamorphiques du bord méridional de l'affleurement secondaire. On peut dire, par conséquent, que de Castillon à Galey la Zone axiale chevauche faiblement le bord méridional du Synclinal dissymétrique des schistes de la Bellongue suivant un contact généralement très incliné (pl. VIII, coupes 32 et 33).

L'allure discordante de la couverture secondaire par rapport aux couches primaires est bien nette sur la coupe de la nouvelle route de Saint-Lary à Galey. On y voit des calcaires métamorphiques très riches en dipyre, sans doute liasiques, couper à angle droit les schistes houillers verticaux, où sont intercalés plusieurs filons de diorite très altérée.

Au Nord d'Escazères, la limite de la Zone axiale tourne brusquement au Sud, puis au SW et, jusqu'au Col du Piéjeau, elle coupe obliquement les plis les plus méridionaux de la couverture secondaire.

A la sortie aval du village de Saint-Lary, le contact du Primaire et du Secondaire, dirigé N-S, est subvertical ; il met en présence le Houiller et une barre de calcaires métamorphiques qui borde à l'Est le Synclinal des schistes albiens de Saint-Lary. En aval de Bantines, la coupe de la vallée de la Bouigane montre le flanc sud de ce synclinal renversé et chevauché par les schistes houillers ¹. Le contact de la Zone axiale et de sa couverture secondaire est donc ici renversé au Nord à 45°. En face de Burs, il coupe obliquement les deux flancs de l'Anticlinal du ravin d'Ilous ; puis il suit la bordure orientale du Synclinal du Piéjeau. Il est d'abord renversé au Nord, suivant un tracé E-W ; puis il tourne à angle droit dans le ravin de Cap d'Oule et il se montre vertical, suivant son tracé N-S, jusqu'au Col du Piéjeau, pour reprendre dans la direction de Couéou sa première orientation E-W, en même temps qu'il se renverse à nouveau au Nord. Tout au long de ce contact, on peut suivre, sur le front des couches primaires, une bordure régulière de Lias inférieur, de dolomies jurassiques et de calcaires urgoniens, dont les pendages correspondent aux inclinaisons que nous avons signalées pour le contact.

En somme, de la vallée du Lez à Saint-Lary, la Zone axiale chevauche faiblement le flanc méridional du Synclinal de la Bellongue ; au delà vers l'Ouest, la Zone axiale, dont le front a, entre Galey et le Col du Piéjeau, coupé obliquement à son axe l'Anticlinal du ravin d'Ilous, couche sous elle le Synclinal du Piéjeau.

¹ De même que nous l'avons signalé sur la route de Saint-Lary à Galey, les schistes houillers montrent, dans la région de Bantines et d'Ilous, de nombreux pointements de diorite. Un affleurement de cette roche, signalé par M. A. Duffour [131], est visible sur le bord de la route au Sud de Burs ; j'en ai découvert un autre plus à l'Ouest, à Coume de Lacasse.

III. — LA COUVERTURE CÉNOMANIENNE DU MASSIF DE MILHAS. LE SYNCLINAL D'ARBAS ET DE FOUGARON

Un vaste affleurement de Cénomaniens et, peut-être, de Crétacé supérieur plus élevé masque la partie orientale du Massif de Milhas et, en particulier, le raccord de ce massif avec les terrains primaires de Salles et de Béchou. Il occupe la région déprimée d'Arbas et de Fougaron et s'étend, de l'Ouest à l'Est, sur près de 6 kilomètres. Sous les reliefs hardis de la Crête de Cornudère et du Tuc de Ganous, comme sous les pentes de la Forêt d'Arbas, le Flysch cénomaniens se montre dans une situation topographique très basse par rapport aux terrains plus anciens qui l'environnent. Cette situation est certainement pour beaucoup dans la grande indécision qui a longtemps régné, aussi bien relativement à l'âge de ces dépôts qu'à leur interprétation tectonique.

Dès 1881, Leymerie [214, p. 409] avait très bien séparé des schistes primaires du Massif de Milhas les couches d'Arbas et de Fougaron, que le géologue toulousain rapportait au Secondaire.

En 1893, Roussel [271, p. 139] attribue le Flysch d'Arbas au Cénomaniens. Avec juste raison, l'auteur synchronisait cette formation avec celles des bassins de Saurat et d'Oust-Massat ; mais son opinion ne prévalut pas.

En 1899, Caralp [70] désignait encore sous le nom de « Flysch à Fucoïdes » tout un ensemble hétérogène de terrains, qui comprenait aussi bien le Flysch d'Arbas et les grès d'Oust-Massat que les schistes albiens du Nord de la Bellongue et que les schistes houillers du Sud de la Bellongue, de même que ceux de Salles et de Béchou qui sont siluriens. Caralp attribuait toutes ces formations au Primaire, plus exactement au Carbonifère.

Carez [91, III, p. 1304, et p. 1492] a, lui aussi, confondu les terrains primaires du Massif de Milhas et le Flysch d'Arbas et il rapporte ce dernier à l'Ordovicien ou au Dévonien inférieur.

La même confusion est faite par M. Léon Bertrand dans son ouvrage de 1907 [30]. Ce n'est que l'année suivante que cet auteur reconnaît [33] que les couches d'Arbas sont identiques à celles de Rabat et d'Oust-Massat et il considère, dès lors, leur affleurement comme représentant une nouvelle fenêtre de terrains crétacés supérieurs pré-pyrénéens, fenêtre comparable à celles de Rabat et d'Oust-Massat [34, fig. 1 et 2].

Carez [37] abandonne, lui aussi, son opinion première et se range à celle de Roussel ; mais il n'admet pas [97] l'interprétation tectonique de M. Léon Bertrand.

Depuis, l'âge crétacé de l'affleurement d'Arbas n'a plus été mis en doute.

Dans un travail récent [262], M. Roubault accepte l'interprétation structurale de Carez.

A. — LA NATURE ET L'ALLURE DES COUCHES DE L'AFFLEUREMENT D'ARBAS

Relativement à l'étendue de l'affleurement du Flysch d'Arbas, quelques rectifications de contours ont été consignées par M. Roubault [262] dans la carte au 1/50.000 qui accompagne son travail. Nous les signalerons au passage.

La limite occidentale du Flysch ne dépasse guère le ruisseau d'Herran et la vallée de l'Arbas. L'affleurement cénomanien figuré sur la Feuille de Bagnères à l'Ouest et au NW d'Arbas n'existe pas. On ne trouve dans ces parages, sur la rive gauche de l'Arbas, que des schistes primaires du Massif de Milhas. Seul, plus au Nord, à l'embranchement de la route du Col de Larrieu, le petit affleurement schisteux de Barat peut être rapporté au Crétacé supérieur. Vers l'Est, le Flysch, dont l'affleurement est de forme grossièrement triangulaire, a pour limite approximative la crête qui sépare les territoires des communes de Fougaron et d'Arbas et qui, orientée NW-SE, court, au Nord du ruisseau de Fougaron, d'Hergade au Col de la Houst. Au Sud, le Cénomanien atteint la base des escarpements rocheux du Tuc de Ganous et de la Crête de Cournudère.

Je n'insisterai pas sur les caractères lithologiques du Flysch d'Arbas. Il est absolument identique à celui des Synclinaux de Saurat et d'Oust-Massat, et son étude détaillée amènerait des redites. Comme dans ces affleurements plus orientaux, il comporte des alternances de grès jaunes et de marnes plus ou moins schisteuses. Des bancs de calcaires bréchoïdes sont aussi intercalés dans la formation. Ce sont généralement des microbrèches calcaires, très fines, d'un gris très foncé; la roche est polygénique; on y voit des débris de schistes paléozoïques. Le quartz détritique peut en former jusqu'à 50 0/0; la roche passe alors à un grès calcarifère. Ailleurs, et en particulier vers la base de la formation, les brèches calcaires deviennent beaucoup plus grossières; elles sont toujours polygéniques et nous verrons plus loin à quelles intéressantes considérations peut mener la recherche de l'origine de leurs éléments constitutifs.

Tandis que les grès et les marnes schisteuses sont très pauvres en fossiles et n'ont jamais fourni que des « Fucoïdes », les brèches calcaires montrent une microfaune très riche. Malheureusement, la nature remaniée des éléments de la brèche ne permet que de fixer la limite inférieure de l'âge de la formation. A côté de débris d'Echinodermes très nombreux, de débris de Bryozoaires, de Mollusques, à côté de Foraminifères en très grand nombre, mais peu caractéristiques (Textilaires, Miliolles, Globigérines, Orbulines, etc...), les préparations montrent fréquemment des Orbitolines. La roche est donc certainement crétacée; mais je ne puis dire si ces organismes sont remaniés ou s'ils sont en place dans le ciment.

La base de la formation d'Arbas et de Fougaron est certainement cénomanienne; mais, devant l'absence de fossiles, on ne saurait préciser si sa partie supérieure est encore cénomanienne ou si le Sénonien y est aussi représenté.

Les couches d'Arbas et de Fougaron sont très bouleversées. Plusieurs fois replissées sur elles-mêmes, elles sont disposées dans un vaste synclinal complexe, un véritable synclinorium. Il suffit de suivre la route d'Arbas à Herran, ou mieux celle d'Arbas à Fougaron, pour s'apercevoir de l'extrême diversité des pendages : sur le bord de la route, dans le lit du ruisseau de Fougaron, les bancs de grès et de brèches calcaires accusent, souvent sur des surfaces réduites, les pendages les plus variés. Cette grande complexité dans le détail de l'allure des couches ne masque tout de même pas la prédominance des pendages au Sud. Sous l'action de poussées tangentielles intenses, le synclinal a été couché au Nord. Il est dissymétrique ; sa bordure méridionale est très redressée, tandis que sur son bord nord les couches ont une inclinaison de 45° environ.

B. — LA PÉRIPHÉRIE DE L'AFFLEUREMENT CÉNOMANIEN D'ARBAS ET DE FOUGARON

Ce n'est qu'en suivant pas à pas la bordure du Flysch, en étudiant en détail les extrémités de son affleurement, que l'on peut résoudre le problème que pose sa situation tectonique et comprendre quels sont ses rapports structuraux avec les terrains primaires du Massif de Milhas et avec ceux de la couverture secondaire antécénomanienne du massif. Comme pour les affleurements de même nature de Saurat et d'Oust-Massat, nous allons suivre toute la périphérie du lambeau cénomanien d'Arbas, en insistant tout particulièrement sur sa terminaison orientale dont l'étude s'est révélée fort instructive.

1. — La bordure septentrionale du Synclinal d'Arbas. — Le Céno-manien n'est représenté sur la rive gauche de l'Arbas que par le petit affleurement de Barat, à l'embranchement de la route du Col de Larrieu. Les schistes cénomaniens y sont affectés de pendages au Sud et leur contact avec leur substratum est masqué par les alluvions pliocènes. Plus au Nord, vers Tucaou, affleurent le Lias moyen et la dolomie jurassique ; ils sont renversés et appartiennent, comme nous le savons, à la couverture septentrionale du Massif de Milhas.

Sur la rive droite de l'Arbas, les schistes et les grès cénomaniens forment toute la butte de Hajan (pl. VIII, coupe 33). Ils sont très plissés ; mais ils plongent dans l'ensemble nettement au Sud. Le front du Céno-manien, où les pendages Sud sont la règle, coupe obliquement les couches secondaires renversées de son substratum. Il recouvre successivement les argiles bariolées du Keuper, au Sud de Lafargue dans la vallée, puis le Lias inférieur, le Lias moyen, enfin la dolomie jurassique au Nord de Chinchouret. Ce contact transgressif du Céno-manien sur les assises secondaires renversées est particulièrement caractéristique.

Une centaine de mètres au Nord des maisons d'Illergade, le contact du Céno-manien et de la dolomie jurassique traverse la crête qui domine la vallée de

Fougaron. Puis il longe, au Nord du Tuc de la Cabanasse, la crête qui porte la cote 875 et file dans la direction du Col de la Houst.

Partout, suivant ce parcours, le Cénomanién domine topographiquement la dolomie jurassique et, quoique par place très redressé, il montre d'une manière presque constante des pendages au Sud ou au SW, ainsi que l'on peut l'observer le long de la crête du Tuc de la Cabanasse ou dans le sentier de Fougaron à Hergade.

Ainsi, de la vallée de l'Arbas au Col de la Houst, le Cénomanién recouvre, sur sa bordure septentrionale, la couverture antécénomaniénne renversée du Massif de Milhas.

M. Roubault [259, 262, p. 33] a découvert au Col de Gespy, à environ 1.000 mètres à l'Est de la limite orientale de l'affleurement d'Arbas, un petit lambeau de Crétacé supérieur qui en est entièrement isolé. Il se trouve dans la forêt et ses limites sont difficiles à tracer; on peut, cependant, l'observer dans de bonnes conditions dans le thalweg du ruisseau qui coule dans la direction d'Urau et qui coupe cet affleurement là où le sentier du Col de Gespy traverse le ruisseau. La coupe est très belle; on y voit des alternances de schistes noirs et de bancs calcaires très puissants. Ces calcaires gris très foncé se révèlent au microscope des microbrèches, à éléments d'ailleurs très peu anguleux, particulièrement riches en débris d'Echinodermes; ils sont identiques aux microbrèches du bassin d'Arbas. Ces couches plongent au Sud et reposent sur la dolomie jurassique. Leur affleurement correspond à un petit témoin synclinal de la couverture cénomaniénne.

2. — La bordure occidentale du Synclinal d'Arbas. — Le Cénomanién dépasse très peu vers l'Ouest la vallée de l'Arbas et celle du ruisseau d'Herran. Au NW et à l'Ouest d'Arbas, il est presque totalement masqué par des dépôts pliocènes et le petit affleurement de Barat me paraît en être le seul témoin visible sur la rive gauche de la rivière. Ainsi que l'a montré M. Roubault [262], le vaste affleurement de Flysch que signale la Feuille de Bagnères-de-Luchon jusqu'au contact des schistes primaires du Massif de Milhas n'existe pas. Au Nord du ruisseau de la Fontaine de la Husse, le Primaire s'étend vers l'Est jusqu'aux dépôts pliocènes et ceux-ci atteignent l'Arbas dans la même direction, le Cénomanién certain n'apparaissant que dans la butte d'Hajan.

La limite occidentale du Cénomanién est, par contre, facile à tracer au Sud d'Arbas. De direction générale méridienne, elle recoupe plusieurs fois le thalweg du ravin et la route d'Herran.

La route, dès la sortie d'Arbas, recoupe, sous le cimetière du village, les grès, les schistes et les conglomérats polygéniques du Cénomanién qui, très plissés dans le détail, n'en accusent pas moins un pendage général d'environ 45° au Sud. Les alluvions du ruisseau d'Herran masquent le contact de ce Cénomanién, qui n'affleure que sur la rive droite, et de la série antécénomaniénne du Massif de Milhas. Tandis que, plongeant au Sud et recouvrant régulièrement le Primaire, les calcaires du Lias inférieur et les schistes fossilifères du Lias moyen vien-

nent se terminer, sans traverser le ruisseau, obliquement à la limite du Cénomanien, la dolomie jurassique qui les surmonte passe seule sur la rive droite. Elle affleure sur la route d'Herran sur plusieurs centaines de mètres, tandis que le Cénomanien est repoussé vers l'Est au delà de Couéou et de la Pinte.

Le contact des deux formations est visible immédiatement au Sud des maisons de la Pinte, où il traverse la route, pour redescendre dans le ravin d'Herran. Le contact est très redressé ; mais on y voit parfaitement reposer sur la dolomie jurassique le conglomérat de base du Cénomanien. Les premières assises de schistes cénomaniens, très plissées, emballent d'énormes blocs de la dolomie sous-jacente. Au-dessus, les schistes prennent une allure plus régulière ; ils plongent à l'Est et des bancs de grès et de brèches s'y trouvent interstratifiés. Les éléments des brèches sont encore empruntés en grande partie à la dolomie jurassique. Leur taille est très variable : on trouve, dans certains bancs de conglomérats, des blocs de dolomies atteignant 15 centimètres de diamètre, tandis qu'ailleurs les bancs intercalés dans les schistes sont de véritables microbrèches. Ce fait du remaniement de la dolomie jurassique, de sa contribution à la formation du conglomérat de base du Cénomanien démontre que le Cénomanien est transgressif sur la dolomie jurassique. Il fournit un argument décisif relativement à la situation tectonique de tout l'affleurement crétacé d'Arbas.

Plus au Sud, les schistes et les conglomérats cénomaniens descendent en contrebas de la route jusqu'au ruisseau d'Herran. Ils plongent à l'Est, recouvrant la dolomie jurassique de la butte de Cap de Milot. D'ailleurs, en amont d'un premier moulin, on les voit remonter sur la rive gauche jusqu'à la crête qui court entre Cap de Milot et Sougasses et qui sépare le ravin du ruisseau d'Herran de la dépression de Labaderque (fig. 56). Le Cénomanien affleure encore sur les pentes occidentales de cette crête ; mais on ne peut le suivre dans les prairies de Labaderque au delà du sentier de Sougasses à Gourgue.

Bref, entièrement masquée par des alluvions anciennes à l'Ouest d'Arbas, se présentant dans de mauvaises conditions d'observation à l'Ouest d'Herran, la bordure occidentale du Flysch d'Arbas nous a, par contre, révélé l'existence, à la Pinte, d'un conglomérat de base du Cénomanien. Les éléments de ce conglomérat sont empruntés à la couverture antécénomanienne du Massif de Milhas et, en particulier, à la dolomie jurassique.

3. — La bordure méridionale du Synclinal d'Arbas. — Sur la bordure méridionale de son affleurement, le Cénomanien reste bien en contre-bas des escarpements rocheux du Tuc de Ganous. Ce n'est qu'à l'Est qu'il remonte vers cette crête, la traversant même entre le Tuc aux Pentières et le Col de la Houst. Nous verrons que sur cette bordure, quoique souvent très redressé, le Cénomanien plonge d'une manière générale au Sud ; il est même légèrement chevauché par les terrains plus anciens du Tuc de Ganous. Ce fait, joint à sa situa-

tion topographique inférieure, a pu prêter à confusion, quant à l'interprétation tectonique de tout l'affleurement.

Sur la route d'Arbas à Herran, les couches cénomaniennes passent rapidement, au Sud de la Pinte, de la direction N-S à la direction E-W; elles plongent d'abord à 45° au Sud, pour se redresser progressivement jusqu'en face du premier moulin en aval du Cap de la Carretière, où elles butent contre des calcaires métamorphiques. En même temps, accompagnant toujours les schistes et les grès, des brèches calcaires très grossières se montrent de plus en plus fréquentes vers la limite méridionale du synclinal.

Le renversement au Nord du contact, très incliné, il est vrai, du Cénomanién et des calcaires métamorphiques est aussi mis en évidence par l'inflexion vers

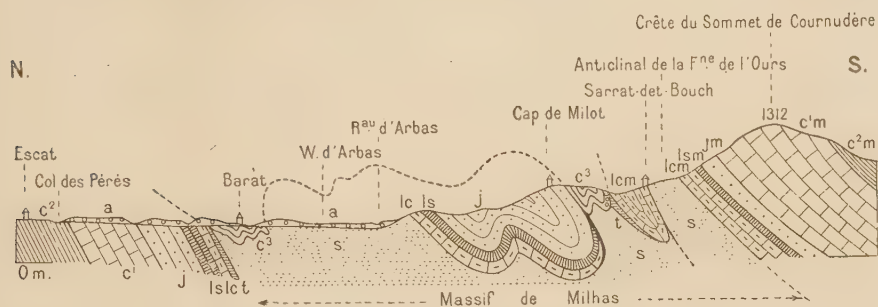


Fig. 56. — Coupe du Massif de Milhas vers le méridien d'Arbas. — Echelle : 1/75.000.

N. B. — On remarquera, en particulier, la disposition du lambeau cénomanién discordant d'Arbas et de Fougaron.

s schistes siluriens du socle hercynien; t Trias; lc Lias inférieur calcaire; ls Lias moyen et supérieur schisteux; j dolomies jurassiques; c¹ calcaires urgoniens; c² marnes albiennes; c³ Cénomanién (avec poudingue de base au Sud de Cap de Milot); lsm Lias schisteux métamorphique; jm dolomies jurassiques métamorphisées; c¹m calcaires urgoniens marmorisés; c²m schistes albiens métamorphiques; a alluvions.

l'amont que dessine son tracé, entre Sougasses et Herran, à la traversée du ruisseau d'Herran.

Sur la rive gauche de ce ruisseau, tout le mamelon de Sougasses est occupé par le Cénomanién. On peut y relever, du Nord au Sud, à partir du petit col où le Cénomanién succède à la dolomie jurassique de Cap de Milot, la succession suivante :

- a) schistes cénomaniens;
- b) quartzites primaires;
- c) calcaires bréchoïdes, que je crois pouvoir encore rapporter à la base du Cénomanién.

Sous les maisons les plus méridionales de Labaderque affluent déjà les calcaires métamorphiques et sur la route du Cap de la Carretière, à son tournant qui fait face au Nord, on peut observer, suivant le contact du Cénomanién et des calcaires métamorphiques, un petit affleurement d'argiles rouges triasi-

ques (fig. 56). C'est avec quelque étonnement que j'ai découvert les quartzites primaires signalés dans la coupe précédente. Des blocs de quartzites de toutes dimensions, pouvant atteindre plusieurs mètres cubes, jonchent le sol sur les pentes gazonnées et, en particulier, dans le bois qui occupe le sommet du mamelon de Sougasses. On pourrait songer à un affleurement du substratum primaire du Cénomanien ou à une écaille qui s'en serait détachée et aurait été refoulée vers le haut par suite de la compression subie par tout l'ensemble. La Zone cénomanienne nous a fourni, sur les Feuilles de Pamiers et de Saint-Gaudens, de nombreux exemples de cette dernière disposition. Les conditions d'observation ne sont ici pas bien favorables. Je crois, cependant, que l'on doit plutôt interpréter cet affleurement comme une brèche de base du Cénomanien, très grossière et très riche en quartzites primaires, par suite de la nature du substratum qui n'est sans doute pas très profond. En effet, les quartzites paléozoïques ne sont pas les seuls éléments représentés; ils sont accompagnés de blocs de schistes permien, de cargneules triasiques, voire même d'argiles bariolées du Keuper.

Quoi qu'il en soit, ces observations montrent la diversité du substratum du Cénomanien. Il est ici représenté par des couches paléozoïques, ce qui met encore en évidence l'indépendance totale d'allure des couches cénomaniennes et des couches plus anciennes.

Passons sur la rive droite du ruisseau d'Herran. Au Nord d'Herran, dans le sentier de Borde-Neuve, le contact du Cénomanien et des calcaires métamorphiques est toujours incliné au Nord et le Cénomanien, ici schisto-gréseux, plonge au Sud (planche VIII, coupe 33).

Le Cénomanien vient ensuite directement au contact de la vaste butte ophi-tique de Bénitou et de Pichounes. Plus à l'Est, sa limite méridionale est masquée par les éboulis qui s'étalent sur les pentes du Tuc de Ganous. Dès que, au Sud de la cote 834, le sentier d'Herran au Col de la Houst quitte les éboulis, il ne montre plus, jusqu'à ce col, que les grès et les schistes du Cénomanien, dont le plongement à 45° au Sud est général. Au-dessus du sentier, la forêt masque le contact de ces formations et des calcaires du Tuc de Ganous qui les surmontent et qui, comme eux, plongent au Sud. Sous le Tuc aux Pentières de puissants bancs de microbrèches calcaires, plongeant au Sud, sont visibles à la base du Cénomanien. Ils remontent dans le ravin qui donne accès à la crête, en se redressant progressivement (pl. VIII, coupe 32).

En résumé, quoique le contact des deux formations soit sans doute ondulé et parfois vertical, le Cénomanien d'Arbas plonge, sur sa bordure méridionale, sous la série secondaire antécénomanienne du Tuc de Ganous. Ce n'est là qu'une disposition secondaire, acquise à la suite du déversement au Nord de tout l'affleurement de Crétacé supérieur. Ce déversement, dont, non seulement les bords du synclinal, mais aussi toute sa masse offrent des traces, résulte des violentes poussées tangentielles subies par tout l'édifice lors de la dernière phase orogénique pyrénéenne.

4. — **La terminaison orientale du Synclinal d'Arbas.** — Le Cénomanién franchit, entre le Tuc aux Pentières et le Col de la Houst, la crête du Sommet du Bosc Capsat qui sert de limite aux départements de la Haute-Garonne et de l'Ariège. Nous examinerons d'abord la coupe que l'on peut observer le long de cette crête.

Coupe du Sommet du Bosc Capsat au Col de la Houst. — Cette coupe permet d'analyser toute la série du Synclinal d'Arbas, ici très étroit. Le Tuc aux Pentières, dont le sommet est formé de calcaires urgoniens, montre sur ses pentes orientales des dolomies noires typiques, puis des calcaires gris clair finement lités jusqu'au petit col qui précède le Sommet du Bosc Capsat. A ce col affleurent les microbrèches calcaires polygéniques de la base du Cénomanién ; toute la série cénomaniénne est ensuite représentée par des alternances de schistes et de grès qui forment toute la crête du Sommet du Bosc Capsat et

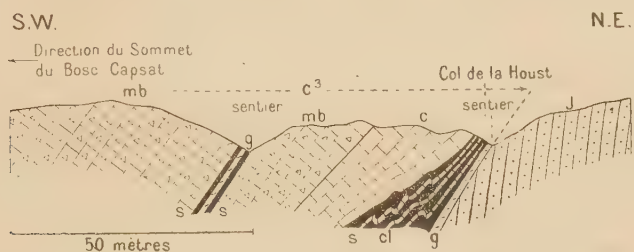


Fig. 57. — Coupe du Col de la Houst.

j dolomies jurassiques ; **c³** Cénomanién (**mb** microbrèches calcaires polygéniques ; **s** schistes ; **g** grès ; **c** calcaires massifs ; **cl** calcaires lités).

qui, à en juger par les rares pendages observables dans la forêt, se couchent progressivement au NE vers le Col de la Houst. Une centaine de mètres avant d'atteindre le Col de la Houst, on retrouve, sur la bordure septentrionale du synclinal, les couches de base du Cénomanién. Plus faciles à observer ici que sous le Tuc aux Pentières, elles plongent à 45° au SE et reposent sur les dolomies jurassiques. On peut relever vers le Col de la Houst, à la base du Cénomanién, la succession suivante (fig. 57) :

1° des *microbrèches calcaires polygéniques*, à rares éléments paléozoïques, comparables à celles signalées plus haut sous le Tuc aux Pentières, mais moins grossières (80 m.) ;

2° des *schistes* intercalés de bancs de *grès* (5 m.) ;

3° des *microbrèches calcaires polygéniques*, plus grossières que les précédentes, plus riches aussi en éléments paléozoïques et, de ce fait, tout à fait analogues à celles de la bordure méridionale du Cénomanién (20 m.) ;

4° des *calcaires massifs*, de couleur plus claire, à sections de Polypiers et de Rudistes indéterminables, dont les bancs se couchent de plus en plus vers le NE (20 m.) ;

5° des *calcaires*, en bancs très minces et très plissotés dans le détail, alternant avec des *calcaires en plaquettes* et des *schistes* (10 m.) ;

6° des *grès* plongeant à 45° au SW et venant recouvrir directement les dolomies jurassiques.

La coupe relevée du Tuc aux Pentières au Col de la Houst met parfaitement en évidence la disposition synclinale de l'affleurement cénomanien. Celui-ci est encore très nettement déversé au Nord, les couches cénomaniennes étant sub-verticales ou même légèrement chevauchées par la série du Tuc aux Pentières sur leur bord méridional, tandis que vers le Nord, au Col de la Houst, elles recouvrent la dolomie jurassique, suivant un contact incliné à 45°. Le synclinal montre dans son axe des formations gréso-marneuses ; à sa base, dans les deux flancs du pli, sont localisés des brèches et des conglomérats, où les éléments empruntés à des calcaires secondaires prédominent, accompagnés, cependant, de schistes paléozoïques.

La terminaison du Synclinal d'Arbas au-dessus du ravin de la Ille. — Le Cénomanien redescend au SE du Sommet du Bosc Capsat dans la direction de Brous. Il occupe toutes les pentes boisées recoupées par les deux grands ravins qui, venant du Col de la Houst et du Tuc aux Pentières, se réunissent à l'Ouest de Brous en un ravin qui se raccorde à la profonde vallée du ruisseau de la Ille au Sud des granges « Barrué ».

Je rappelle que l'étude des environs de Barrué nous a révélé (voir p. 405) dans le substratum du Cénomanien une structure assez complexe et que, comme le montre le schéma ¹ ci-contre (fig. 58), le ruisseau de Barrué entaille profondément, en amont des granges de ce nom, un affleurement primaire.

Le premier grand lacet du sentier du Col de la Houst à Brous permet de traverser dans toute sa largeur l'affleurement cénomanien, qui s'avère très fortement plissé, ainsi qu'en témoignent les pendanges des bancs de grès et de brèches intercalés dans la série schisteuse. Le sentier du Col d'Antys amène, en face de la première écurie que l'on rencontre, jusqu'au bord méridional de l'affleurement. Le contact du Cénomanien et des dolomies jurassiques de la Forêt de Buzan n'y est pas visible. Plus bas, revenu au NE, le sentier de Brous ne s'éloigne guère du bord nord du Cénomanien, qui suit à peu près le ravin du Col de la Houst. On y voit les grès et les schistes cénomaniens reposer sur la dolomie jurassique suivant un contact très redressé et par l'intermédiaire d'un *conglomérat de base*.

Ce conglomérat est beaucoup plus grossier que les brèches du Col de la Houst. Des éléments arrondis y voisinent avec d'autres nettement anguleux. Ils sont empruntés à des roches très diverses : schistes siluriens, quartzites houillers, calcaires griottes dévoniens, calcaires liasiques, calcaires urgoniens, dolomies

¹ Ce schéma, à l'échelle du 1:40.000, comporte toutes les imperfections d'un lever, particulièrement difficile, en pays boisé et sur une base topographique insuffisante. Je le crois, cependant, indispensable à la compréhension du texte.

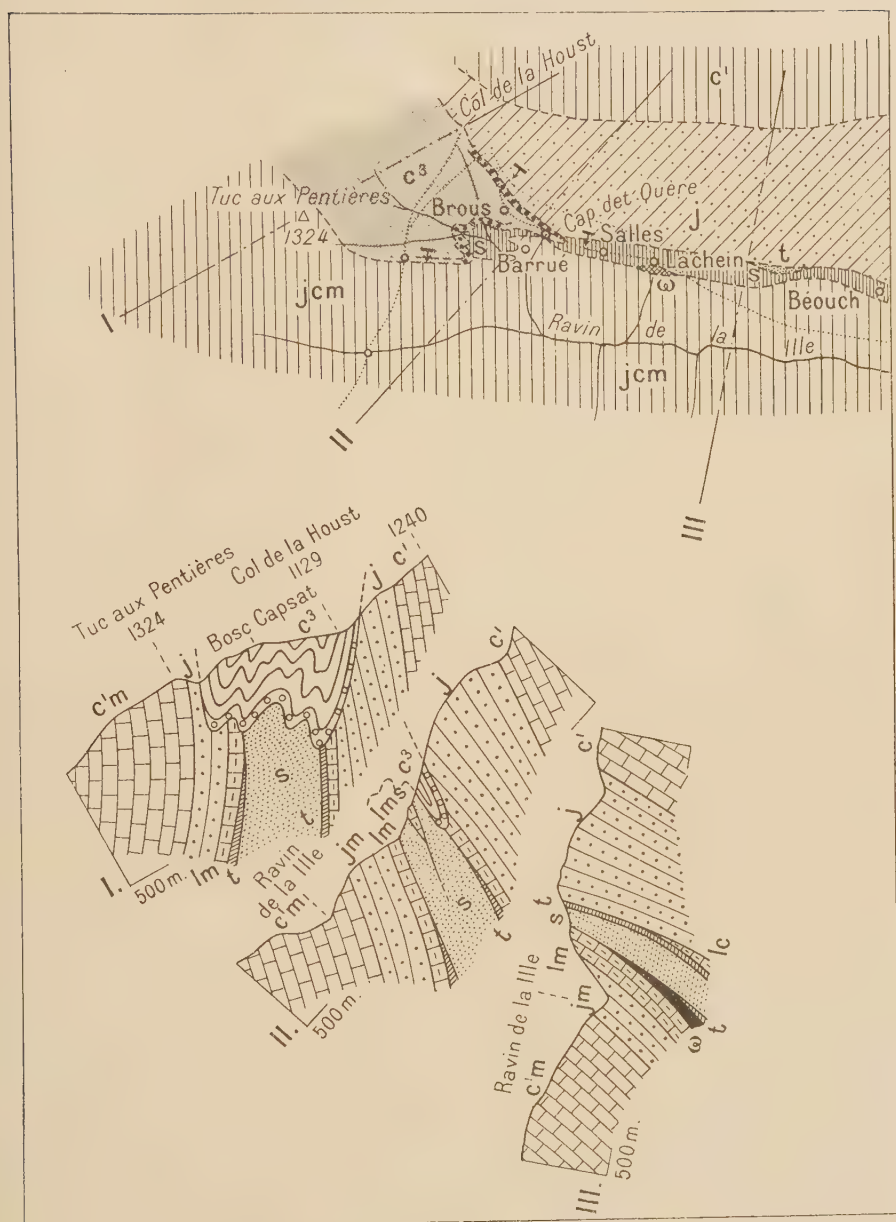


Fig. 58. — Carte et coupes de l'accident anticlinal d'Alas et de Béouch et de la terminaison orientale du lambeau cénomanien d'Arbas. — Echelle : 1/40,000.

s schistes paléozoïques ; t Trias ; ω ophite ; lc Lias inférieur ; ls Lias moyen et supérieur ; j dolomies jurassiques ; c¹ calcaires urgo-aptiens ; lm Lias métamorphisé ; jm Jurassique moyen métamorphique ; c¹m Urgo-Aptien métamorphique ; jcm calcaires jura-crétacés marmoréens ; c² Cénomanien (avec poudingue de base).

jurassiques. L'origine sédimentaire de ce conglomérat ne fait aucun doute ; c'est une formation analogue au conglomérat de la Pinte.

Plus bas, le sentier, restant toujours sur la rive gauche du ravin de la Ille, rencontre successivement les granges de Brous, celles de Cap det Quère et de Salles et atteint les maisons de Lachein.

A Brous, le Cénomaniien affleure dans le sentier ; il est vertical et le contact de son conglomérat de base et de la dolomie jurassique, qui plonge au Sud, est visible une centaine de mètres au-dessus du sentier, vers le Nord. La disposition est la même en face des deux granges de Cap det Quère ; le Cénomaniien redressé y plonge cependant nettement au Sud, avant de se terminer sur les schistes siluriens de l'affleurement de Salles, une centaine de mètres plus à l'Est. Cette terminaison ne peut laisser de doute sur la disposition synclinal de l'affleurement cénomaniien. Celui-ci est, toutefois, faiblement déversé au Nord.

D'ailleurs, suivons maintenant le bord méridional du Cénomaniien à l'Ouest de Barrué, jusqu'au point où nous l'avions recoupé sur le sentier forestier du Col d'Antys. A l'Ouest de Brous, l'affleurement cénomaniien s'élargit brusquement, traverse le ruisseau de Barrué et s'étend jusqu'à la crête qui domine directement le ravin. Dans le thalweg du ruisseau de Barrué, suivant l'axe du synclinal, les grès et les schistes cénomaniens sont directement superposés aux quartzites et aux schistes primaires. Au contraire, sur leur bord méridional où ils sont faiblement renversés au Nord, ils surmontent les calcaires et les dolomies secondaires du ravin de la Ille.

Cette observation très importante ne peut s'expliquer qu'en faisant appel à des *phénomènes de plissements antécénomaniens*. La tectonique du Cénomaniien est superposée à une tectonique préexistante. Le Cénomaniien s'est déposé sur des plis qui intéressaient le substratum hercynien et sa couverture de Secondaire inférieur ; tout l'ensemble a été repris, remplissé lors de la dernière phase orogénique, à laquelle il faut attribuer le plissement très accusé du synclinal cénomaniien et son renversement au Nord.

Je signalerai enfin que j'ai pu observer à l'Ouest de Barrué le conglomérat de base du Cénomaniien. Il est, à ce sujet, fort intéressant de noter que, là où le Cénomaniien repose sur le Primaire, les éléments qui constituent le conglomérat sont en grande majorité des quartzites et des schistes primaires. Ce fait paraît montrer que le Cénomaniien n'a pas subi, par rapport à son substratum originel, de déplacements relatifs notables, postérieurement à son dépôt.

Conclusions. — Que nous apprend, après l'examen de toute la bordure de l'affleurement cénomaniien d'Arbas et de Fougaron, l'étude détaillée de sa terminaison orientale ?

1^o Sauf en ce qui concerne les abords immédiats de Couéou et de la Pinte, les dispositions réalisées sur la bordure de l'affleurement cénomaniien, aussi bien au Nord, qu'à l'Ouest, qu'au Sud, sont, à la rigueur, susceptibles d'interprétations diverses. Des dispositions secondairement acquises masquent la structure originelle de l'affleurement de Flysch : au nombre de celles-ci, je citerai le ren-

versement du synclinal au Nord, comme son allure très plissée. Par contre, l'étude de la terminaison orientale du Flysch, vers Brous, au-dessus du ravin de la Ille, lève toute indétermination et exclut, d'une façon absolue, l'idée d'une plongée du Cénomanien sous les terrains plus anciens.

A Brous, comme dans le ravin de Barrué, le Flysch se termine en hauteur ; sa superposition aux calcaires secondaires ou aux schistes primaires ne peut faire aucun doute ; elle est directement visible. Le lambeau de Flysch d'Arbas et de Fougaron est un synclinal superposé aux terrains primaires du Massif de Milhas et à leur couverture secondaire. Sans doute, le fond de ce synclinal est très plissé et celui-ci très nettement déversé vers le Nord ; mais la disposition synclinale de tout l'affleurement n'en est pas moins certaine.

2° L'allure des contours vers la terminaison orientale du Flysch met parfaitement en évidence des phénomènes de plissements antécénomaniens. Le Cénomanien affecte une indépendance d'allure totale vis-à-vis de son substratum ; il recouvre en discordance des plis antécénomaniens.

3° L'étude des brèches de base du Cénomanien, la recherche de leur origine se sont révélées très instructives. Elles apportent, aussi bien que l'analyse structurale, la preuve du dépôt discordant du Cénomanien sur la couverture secondaire antécénomanienne du Massif de Milhas. La diversité des éléments de ces conglomérats se montre parfaitement en accord avec la nature très variée des terrains sur lesquels le Cénomanien s'est déposé. Enfin, la prédominance de certains éléments dans la brèche, au voisinage d'affleurements de la même roche dans le substratum, nous fait penser que, malgré des poussées tangentielles très intenses, la masse du Flysch n'a guère été déplacée par rapport à son substratum.

II

LA RÉGION COMPRISE ENTRE LES VALLÉES DU GER ET DE LA NESTE. LE MASSIF PRIMAIRE DE LA BAROUSSE

SOMMAIRE

La coupe de la vallée de la Garonne entre Marignac et la plaine de Montréjeau.

I. — LA TERMINAISON ORIENTALE DU MASSIF DE LA BAROUSSE. LES MONTAGNES DU GAR ET DU CAGIRE.

1. — *La série du Pic du Gar ; ses relations structurales avec la bande des calcaires marmoréens de Saint-Béat et avec la série secondaire de Frontignan et de Galié.*

A. — *La composition de la série posthercynienne du Gar.*

B. — *Les relations de la série du Gar et de la bande des calcaires marmoréens de Saint-Béat.*

I. Les calcaires marmoréens de Saint-Béat.

Caractères pétrographiques. — Situation tectonique. — Age.

II. Le vallon de Boutx et la Montagne de Cagire (cote 1717).

L'accident anticlinal du Col de Caoubo.

La série secondaire de la Montagne de Cagire.

C. — *Les relations de la série du Gar et de la série de Frontignan et de Galié.*

I. L'Anticlinal du Col des Ares.

II. La continuité tectonique de la série du Gar et du flanc méridional de l'Anticlinal du Col des Ares.

2. — *Analyse structurale détaillée de la région du Gar et du Cagire.*

A. — *Le prolongement oriental de l'Anticlinal du Col des Ares ; la région de Cazaunous, d'Arguenos et de Juzet-d'Izaut.*

1. — Le prolongement direct de l'Anticlinal du Col des Ares jusqu'à Cazaunous. — L'affleurement permien du NE de Cazaunous.

2. — La bande synclinale des sommets 927 et 774 au Nord de la route de Cazaunous à Moncaup.

3. — La région anticlinale de Moncaup, d'Arguenos et de Juzet-d'Izaut.

a) Les roches vertes : ophites de Cazaunous et du ravin du Job ; lherzolites du ravin du Job. — Le métamorphisme des couches secondaires.

b) Le petit massif de gneiss du ravin du Job au SE de Cazaunous.

B. — *Le Synclinorium du Gar et du Cagire.*

1. — la crête du Pic de Cagire ; l'accident anticlinal du Pas de l'Ase.

2. — Les pentes orientales du Cagire jusqu'à la vallée du Ger.

- a) Les roches vertes et le métamorphisme des calcaires.
- b) La bordure méridionale de la série du Cagire; son contact avec la Zone primaire axiale. — Le massif d'ophite du Col de Mente.
- c) La coupe de la vallée du Ger.

II. — LA COUVERTURE SECONDAIRE DU MASSIF DE LA BAROUSSE A L'OUEST DE LA VALLÉE DE LA GARONNE JUSQU'A L'ENNOYAGE OCCIDENTAL DU MASSIF.

- A. — *La bordure méridionale du Massif de la Barousse à l'Ouest de la vallée de la Garonne.*
La bande des calcaires marmoréens de Sost, de Cierp et de Sarrancolin.
- B. — *La bordure septentrionale du Massif de la Barousse à l'Ouest de la vallée de la Garonne.*
C. — *La terminaison occidentale du Massif de la Barousse.*

Conclusions.

Dans le prolongement occidental du socle hercynien de Milhas, un massif primaire important, le dernier vers l'Ouest à l'intérieur des limites fixées aux études exposées dans cet ouvrage, surgit, entre Saint-Béat et Antichan, sous les pentes occidentales de la montagne du Gar, sur la rive droite de la Garonne et se poursuit jusqu'au delà de la vallée de la Neste, qu'il traverse en aval de Sarrancolin. Après M. Léon Bertrand, je désignerai ce massif sous le nom de *Massif de la Barousse*, du nom de la vallée qui le traverse de part en part à quelques kilomètres à l'Ouest de la Garonne.

Le **socle hercynien** du Massif de la Barousse s'allonge, en direction sensiblement E-W, sur une trentaine de kilomètres, avec une largeur moyenne de 5 kilomètres. Il est constitué par un noyau cristallin, représenté, dans la partie méridionale de l'affleurement primaire, par les massifs granitiques du Bois du Hourmigué, de la Montagne de Bassia et par celui qui traverse la vallée de la Neste au Nord de Sarrancolin. Ces affleurements granitiques sont, au moins d'après les contours géologiques de la Feuille de Bagnères, que je n'ai personnellement pas vérifiés, enveloppés par des auréoles de gneiss et de schistes métamorphiques. Enfin, les terrains primaires sont très largement représentés sur la bordure septentrionale du massif ancien; ce sont des schistes siluriens, ceux de Fronsac et de Saléchan sur les deux rives de la Garonne, surmontés, à l'Ouest de la vallée de la Barousse, par de larges bandes régulières de calcaires dévoniens et de schistes houillers.

Le **revêtement posthercynien** du Massif de la Barousse, représenté, vers la terminaison orientale de celui-ci, par la série du Gar, montre, au Sud des terrains cristallins et primaires, une étroite bande de calcaires marmoréens presque ininterrompue jusqu'à la vallée de la Neste. Sur leur retombée septentrionale, en avant de la vaste voûte anticlinale, les couches secondaires forment au massif ancien une bordure régulière, un revêtement continu depuis la région du Gar jusqu'à l'ennoyage occidental du massif, où celui-ci subit, immédiatement à l'Ouest de la vallée de la Neste, une rapide plongée axiale.

Je me propose d'étudier les relations tectoniques du Massif de la Barousse et des couches secondaires qui l'entourent. L'analyse d'une coupe N-S, relevée sur la rive droite de la Garonne suivant le méridien de Frontignan, va nous permettre de situer, tout de suite, les gros ensembles structuraux.

Coupe de la vallée de la Garonne entre Marignac et la plaine de Montréjeau. — La coupe 38 de la planche VIII intéresse la rive droite de la Pique en face de Marignac, puis, plus au Nord, la rive droite de la Garonne, depuis Chaum jusqu'à la plaine de Saint-Gaudens et de Montréjeau, dont les alluvions masquent la limite méridionale de la Zone cénomaniennne.

Du Sud vers le Nord, on trouve successivement, après les calcaires dévoniens du Cap de Picoun :

1° une étroite bande de grès rouges et de schistes lie-de-vin permo-triasiques, subverticaux, discordants sur les couches primaires ;

2° l'ophite du chemin de la Chapelle Saint-Martin (au SE de Marignac) ;

3° les calcaires marmoréens verticaux du Cap de Ric et de Saint-Béat ;

4° les gneiss de la petite butte de Géry ;

5° les alluvions de la Garonne ;

6° le granite et les gneiss de Chaum ;

7° les schistes siluriens de Fronsac ;

8° au Nord de la Borde d'Andréou, un assez vaste espace où le substratum est masqué par les dépôts glaciaires qui recouvrent les pentes surmontant le village de Frontignan ¹ ;

9° des calcaires du Lias inférieur. Les pointements de ces calcaires sous les alluvions sont très discontinus. Celui qu'intéresse la coupe décrite ici est visible avant d'atteindre, au-dessus de Frontignan, le coude que fait la route du Col des Ares en face d'Ore. Là, affleurent, au-dessus du Lias inférieur, les couches suivantes :

10° les calcaires marneux et les marnes du Lias moyen, les schistes noirs et les grès calcaréo-marneux du Toarcien et de l'Aalénien ² ;

11° les dolomies jurassiques. Celles-ci affleurent à l'embranchement de la route d'Antichan et du chemin d'Ore ; elles forment les collines que contourne le chemin de Lourde ;

12° les calcaires urgoniens de Galié ;

13° les calcschistes à intercalations calcaires (Aptien supérieur et Albien) de la bande synclinale de Sauveterre et de Payssous ;

14° les calcaires urgoniens du Bois de Rouzet (à l'Est de Cier-de-Rivière) ;

15° les alluvions de la plaine de Montréjeau et de Saint-Gaudens.

¹ Ce placage alluvial masque, en particulier, le passage d'une bande de grès permo-triasiques qui affleurent plus à l'Est, à la base de la série secondaire du Gar.

² Pour la succession détaillée de ces couches fossilifères du Lias moyen et supérieur, on consultera le travail de M. Dubar [128, pp. 154 et 195].

Les unités structurales intéressées par la coupe qui vient d'être analysée sont, du Sud vers le Nord, les suivantes :

1^o la Zone primaire axiale ;

2^o la bande des calcaires marmoréens de Saint-Béat ;

3^o le Massif de la Barousse ;

4^o la série secondaire de Frontignan et de Galié, celle-ci accidentée de plusieurs replis jusqu'à la plaine de Saint-Gaudens, où elle atteint la limite méridionale de la Zone cénomaniennne qui, ainsi que nous l'avons vu (p. 358), représente, tout simplement, le terme supérieur discordant de cette série.

A 2 kilomètres à peine à l'Ouest de la vallée de la Garonne, le socle ancien du Massif de la Barousse disparaît sous les hautes régions du Pic du Gar. Celles-ci montrent, au-dessus des terrains primaires, une série régulière de couches secondaires que j'appellerai *la série du Gar*. Appartenant indiscutablement à la couverture posthercynienne du Massif de la Barousse, la série du Gar montre la terminaison vers l'Ouest d'un synclinal de cette couverture. On conçoit, dès lors, que, pour juger des relations structurales du Massif de la Barousse avec la bande des calcaires marmoréens, d'une part, et avec la série secondaire de Frontignan et de Galié, d'autre part, il suffise d'établir quels sont les rapports de ces deux derniers ensembles avec la série du Gar. Dans les pages qui suivent, cette étude fera l'objet d'un premier paragraphe. Puis, la situation du Massif de la Barousse en avant de la Zone axiale étant, dès lors, connue, je poursuivrai l'analyse de la couverture secondaire de la Barousse dans la direction de l'Est jusqu'à la vallée du Ger, à l'approche du Massif de Milhas. Enfin, dans un dernier paragraphe, la couverture secondaire du Massif de la Barousse sera suivie sur la rive gauche de la Garonne, jusqu'à l'ennoyage occidental du massif.

I. — LA TERMINAISON ORIENTALE DU MASSIF DE LA BAROUSSE. LES MONTAGNES DU GAR ET DU CAGIRE

1. — LA SÉRIE DU PIC DU GAR ;

SES RELATIONS STRUCTURALES AVEC LA BANDE DES CALCAIRES MARMOREENS
DE SAINT-BÉAT ET AVEC LA SÉRIE DE FRONTIGNAN ET DE GALIÉ

A. — LA COMPOSITION DE LA SÉRIE POSTHERCYNNIENNE DU GAR

La *série du Gar* est facile à analyser ; toutes les voies d'accès au pic par sa face occidentale recoupent, au-dessus des schistes siluriens et en discordance sur ceux-ci, une succession de couches posthercyniennes plongeant de 45° vers l'Est. La coupe relevée suivant la crête qui court du Col de Matet au Pic du Gar,

par le Pic du Prat Dessus et le Pic Saillant, montre, au-dessus du Primaire (fig. 59) :

1^o le Permo-Trias, représenté par des schistes, des grès et des poudingues rouges. Ces couches surgissent des alluvions glaciaires au-dessus de la Borde d'Andréou et forment, à la base de la série secondaire du Gar, une bande continue jusqu'au ravin des granges Dupuy. Elles s'étirent dans ce ravin, au Sud du Pic Saillant. Plus au Sud, le Permo-Trias manque; par contre, une bande d'ophite triasique apparaît dans le vallon de Bézins sous le Lias inférieur. Dans la figure 59 j'ai représenté hypothétiquement en profondeur l'ophite qui n'affleure pas.

2^o les calcaires compacts, les dolomies, les brèches calcaires du Lias infé-

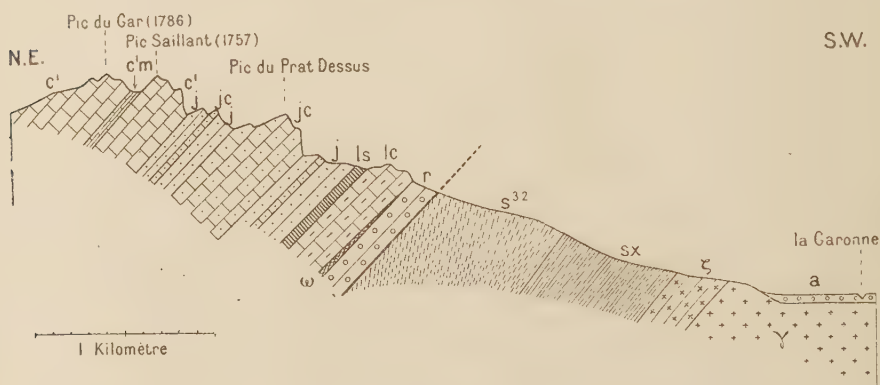


Fig. 59. — Coupe des pentes occidentales du Pic du Gar.

γ granite; ζ gneiss; sx schistes métamorphiques; s³⁻² schistes ordoviciens; r Permo-Trias; ω ophite; lc Lias inférieur calcaire; ls Lias moyen et supérieur calcaréo-schisteux; j dolomies jurassiques; jc intercalations calcaires du Jurassique moyen; c' calcaires urgoaptiens; c'm intercalation d'Aptien schisteux; a alluvions.

rieur, qui forment, sur toutes les pentes occidentales du massif montagneux du Gar, une barre continue d'une centaine de mètres de puissance, bien accusée dans la topographie;

3^o le Lias moyen, dans lequel M. Dubar¹ a pu reconnaître trois niveaux fossilifères : de bas en haut, des calcaires oolithiques, des schistes, enfin des calcaires marneux;

4^o le Lias supérieur, schistes calcaireux et calcaires gréseux à *Gryphaea sublobata*;

5^o le Jurassique moyen, représenté par une très épaisse série de dolomies noires fétides qui remontent jusqu'au pied du Pic Saillant. Au milieu des dolomies, courent plusieurs bandes calcaires parallèles qui forment d'abruptes murailles de couleur claire. Celles-ci, superposées et se relayant latérale-

¹ [128, pp. 100, 154, 195].

ment, sont, suivant les lieux, au nombre de trois ou de quatre. La plus puissante forme, sous le Pic Saillant, le Pic du Prat Dessus, de part et d'autre duquel elle se poursuit, vers le Nord, au-dessus du Pic de Gresp et, vers le SE, dans la direction du Col de Caoubo. En ce dernier lieu, on peut encore constater qu'elle est surmontée par une épaisse série de dolomies jurassiques.

La roche, qui constitue les barres intercalées dans les dolomies noires, est un calcaire gris bleuâtre, à grain très fin, sublithographique. Elle ne m'a jamais fourni, en coupes minces, que des organismes ne permettant pas de préciser son âge. Par contre, la disposition des bandes calcaires, l'allure de leurs terminaisons, le fait que l'on peut vainement y chercher des charnières de plis, permettent d'affirmer que les dites bandes calcaires ne correspondent nullement à des replis synclinaux des calcaires urgoniens, comme on pourrait le penser, mais bien à des intercalations stratigraphiques dans les dolomies jurassiques. Ces lentilles calcaires paraissent représenter des témoins du calcaire originel de l'Oolithique échappés à la dolomitisation ¹.

6° l'Urgo-Aptien, calcaires compacts, gris clair, à *Toucasia*, formant, de part et d'autre d'une longue bande schisteuse, l'étroite crête du Pic Saillant et le vaste massif calcaire du Pic du Gar, du sommet 1454 et de la Forêt du Gar. L'intercalation schisteuse occupe l'étroit couloir entre le Gar et le Saillant et se poursuit vers le Nord dans la direction de la Fontaine d'Artalas, tandis qu'à l'Est du Pic du Gar, elle emprunte le ravin qui mène à la cote 772, sous la cabane d'Arguenos. Cette bande schisteuse a fourni des fossiles aptiens, dont *Parahoplites Deshayesi*, *Miotoxaster Collegnoi*, *Plicatula placunea*, depuis longtemps signalés par Gourdon [145]; elle correspond à une intercalation dans les calcaires urgoniens.

Quelles sont les relations structurales de la série du Gar, revêtement posthercynien du Massif de la Barousse, d'une part, avec la série secondaire de Frontignan et de Galié et, d'autre part, avec les calcaires marmoréens de Saint-Béat?

¹ J'ai déjà signalé la présence d'intercalations calcaires tout à fait comparables dans les dolomies jurassiques du Nord de Balaguères (couverture secondaire du Massif de Milhas). Le phénomène se généralise et devient tout à fait banal dans la couverture de la Barousse, où les dolomies du Cagire, celles du Gar, celles du Nord de Siradan, celles de la région de Haut-Nistos (où les a signalées Viennot [289, p. 97]) présentent les mêmes intercalations d'horizons calcaires.

Il arrive aussi que la série calcaire du Crétacé inférieur comporte elle-même, à sa base, des niveaux dolomitisés; le fait a été rigoureusement établi dans des parages plus occidentaux. Il devient, dès lors, très difficile de fixer, en l'absence de fossiles caractéristiques, la limite de l'Oolithique et de l'Urgo-Aptien. On peut se demander si les calcaires du Pic du Prat Dessus, ainsi que la bande dolomitique qui les surmonte, n'appartiennent pas déjà au Crétacé inférieur. La seule incertitude relative à l'âge des couches représentées sur la figure 59 a trait à la limite supérieure de l'Oolithique.

B. — LES RELATIONS DE LA SÉRIE DU GAR ET DE LA BANDE DES CALCAIRES MARMORÉENS DE SAINT-BÉAT

I. — Les calcaires marmoréens de Saint-Béat

Caractères pétrographiques. — Les calcaires marmoréens, qui constituent à l'Est de Marignac le Cap de Ric (ou montagne d'Arri), se poursuivent vers l'Est, au delà de la profonde gorge que la Garonne creuse dans leur masse à Saint-Béat, dans la montagne du Cap det Mount, elle-même séparée de la Montagne de Cagire par le vallon arqué qui court de Bézins à Boutx.

Les calcaires marmoréens du Cap de Ric et du Cap det Mount ont, depuis longtemps, attiré l'attention des géologues pyrénéens. On peut en caractériser le type moyen comme *un calcaire métamorphique, grenu, d'une assez grande pureté*. Les caractères pétrographiques en sont assez peu variables. La roche, exploitée comme pierre à chaux sur le versant septentrional du Cap de Ric, peut être plus ou moins grenue; elle est toujours très cristalline. C'est généralement un calcaire blanc ou gris clair, à stratification peu distincte et présentant un aspect rubané plus ou moins accusé. Le calcaire est pyriteux et chargé de minéraux de métamorphisme ¹, en particulier de dipyre. La masse des calcaires marmorisés comprend des lentilles d'un marbre blanc très pur activement exploité comme marbre statuaire.

Des niveaux de *brèches stratigraphiques* sont régulièrement intercalés dans la masse des calcaires marmoréens. La mieux connue de ces brèches est la *brèche de Saint-Béat*, dite *brèche romaine*. Elle affleure au Sud de Saint-Béat, sur le revers méridional du Cap det Mount, dans les carrières qui bordent la route de Boutx, où elle est exploitée depuis l'époque romaine. Située à la base de la série marmorisée, la brèche romaine s'appuie directement vers le Sud, par un contact vertical, contre le massif d'ophite de la Tour ruinée de Lez. C'est une formation calcaire bréchique dont le ciment blanchâtre, ou plus fréquemment roux, nankin clair, pour employer l'expression de Leymerie, et dans ce cas très pyriteux, englobe des éléments, de taille variable et toujours anguleux, de calcaires marmoréens blancs ou gris, parfois rubanés. Certains auteurs, notamment Charpentier [111], Caralp [63, p. 372], ont considéré la brèche de Saint-Béat comme une brèche de friction. Il ne fait, selon moi, aucun doute que cette formation qui, d'ailleurs, n'est pas localisée à la base de la

¹ M. A. Lacroix [173, p. 98] signale dans les calcaires cristallins de Saint-Béat de très nombreux minéraux de métamorphisme : dipyre, trémolite, orthose, albite, pyrite, tourmaline, phlogopite, apatite, fuchsite, fluorine, etc... Les mêmes minéraux se montrent dans les roches observées sur le talus de la route de Boutx au contact de l'ophite de Lez : calcaires à actinote, dipyre, amphibole, sphène, grès métamorphiques à dipyre, cornéennes tachetées à globules de dipyre. M. Lacroix insiste particulièrement sur les phénomènes d'écrasement subis par ces roches et mis en évidence par les cassures et les torsions de leurs éléments.

série marmoréenne, mais dont on trouve de nombreuses intercalations au sein de celle-ci, ait au contraire une origine sédimentaire ¹. Sans doute, le ciment de la brèche, aussi bien que les éléments qu'il moule, peuvent-ils porter la trace d'actions dynamiques intenses; mais celles-ci, comme le métamorphisme d'ailleurs, me paraissent s'être adressées secondairement à une brèche stratigraphique originelle.

Situation tectonique. — La bande des calcaires marmoréens se présente, depuis la vallée de la Pique jusqu'au vallon de Boutx, comme une sorte de mur vertical, dressé entre la Zone axiale, au Sud, et le Massif de la Barousse, au Nord. Tous les pendages que l'on peut relever dans la masse calcaire indiquent sa très forte inclinaison.

Sur leur bordure méridionale, les calcaires métamorphiques verticaux du Cap de Ric sont suivis, sur la ligne de crête qui mène au Cap de Picoun, par les grès et les schistes rouges permo-triasiques. Le contact discordant du Permo-Trias sur les calcaires dévonien de la Zone axiale est lui-même subvertical, très légèrement renversé vers le Nord. Sur les pentes occidentales du Cap de Ric, au SE de Marignac, une bande d'ophite triasique, qui affleure dans le chemin de la Chapelle Saint-Martin, s'intercale entre les couches permo-triasiques et les calcaires marmoréens.

La disposition réalisée sur le versant méridional du Cap det Mount est identique. Le massif d'ophite qui affleure sur la route de Boutx et qui supporte les ruines de la Tour de Lez (planche VIII, coupe 37), est dans le prolongement de celui du Nord de la Chapelle Saint-Martin. L'ophite est intercalée entre les calcaires métamorphiques verticaux du Cap det Mount et les couches rouges détritiques du Permien qui, elles-mêmes verticales, occupent le versant méridional du vallon de Lez.

Examinons maintenant la bordure septentrionale des calcaires métamorphiques du Cap de Ric et du Cap det Mount. Les calcaires métamorphiques du Cap de Ric viennent s'appuyer directement contre les gneiss de Géry par un contact très redressé ² qui suit à peu près la route de Marignac à Saint-Béat sur la rive gauche de la Garonne (pl. VIII, coupe 38). La disposition est la même au-dessus d'Eup et jusqu'en face de Bézins. J'ai pu, en effet, contrairement à ce qu'indique la Feuille de Bagnères-de-Luchon, suivre le noyau cristallin du Massif de la Barousse jusqu'au Sud de Bézins, où affleurent encore dans le fond du vallon, au brusque tournant de la route, des gneiss et des pegmatites. Ces roches sont directement suivies vers le Sud par les calcaires marmoréens du Cap det Mount, qui semblent encore très redressés, dans la mesure où les pendages sont discernables. Ce n'est qu'à l'Ouest de Bézins, en atteignant le col qui donne accès au

¹ Conformément aux opinions formulées par Carez [94, III, p. 1042] et par M. Douvillé [149].

² J'insiste sur l'allure très redressée de ce contact et sur la très forte inclinaison des calcaires marmoréens à son voisinage. Nulle part on ne voit les calcaires plonger au Nord suivant un angle voisin de 45° et s'enfoncer sous le gneiss de Géry.

vallon de Boutx, que l'on voit apparaître, au pied septentrional du Cap det Mount, où ses affleurements se montrent discontinus sous des dépôts glaciaires, un assez vaste massif d'ophite, sous lequel s'ennoient les terrains cristallins et primaires du Massif de la Barousse (pl. VIII, coupe 37). Dans le vallon de Bézins affleurent aussi des roches vertes qui se rapprochent des diorites. Elles ont été déjà signalées par Carez [91, III, p. 1722] et par M. Lamare [192, p. 128]. Les échantillons que j'en ai recueillis, doivent être rapportés à un gabbro amphibolique altéré. Malheureusement, les affleurements de cette roche sont très réduits et je n'ai pu en préciser les conditions de gisement, ni établir ses relations avec le massif d'ophite contigu.

Age des calcaires marmoréens. — En l'absence de fossiles et étant donnée la très grande cristallinité de la formation, il n'est pas étonnant qu'aient été formulées les opinions les plus diverses ¹ relativement à l'âge des calcaires marmoréens de Saint-Béat. Cependant, sur les pentes orientales du Cap det Mount, où le métamorphisme décroît progressivement de l'Ouest à l'Est, M. Léon Bertrand [48] a pu reconnaître, à la base de la masse marmoréenne, au-dessus de l'ophite de Lez, des calcaires représentant le Lias inférieur ¹, des schistes métamorphiques à section de tiges de Pentacrines, correspondant au Lias moyen et supérieur profondément modifié, et des dolomies jurassiques encore reconnaissables malgré leur marmorisation. Ces couches sont peu épaisses, on ne peut les reconnaître que sur une faible étendue ; l'intérêt de leur découverte n'en est pas moins considérable. Elle situe la majeure partie de la bande des calcaires marmoréens de Saint-Béat dans l'Urigo-Aptien et, montrant l'existence de couches jurassiques et liasiques à la base de celle-ci, met en évidence *sa disposition synclinale entre la Zone primaire axiale et le Massif de la Barousse*.

¹ La cristallinité des calcaires de Saint-Béat, leur richesse en minéraux, leurs relations de position avec des terrains anciens, avec les gneiss de Géry en particulier, les ont fait rapporter par plusieurs géologues pyrénéens à des formations antérieures au Secondaire, soit au « terrain primitif » (Charpentier, Boubée, Leymerie), soit à l'Archéen (Viguière), soit au Carbonifère (Coquand, Magnan, Garrigou).

Comme l'avaient fait avant lui Dufrenoy, Durocher, François et Dieulafait, Caralp [63, p. 414] attribue les calcaires de Saint-Béat au Jurassique, plus spécialement au Lias inférieur. Caralp remarque très justement que, sur la bordure méridionale de leur affleurement, les calcaires marmoréens succèdent régulièrement à l'ophite triasique ou au Permien.

Carez [91, III, p. 1400] classe, par suite de leurs analogies de position et de faciès avec ceux des environs d'Aulus, les calcaires de Saint-Béat dans l'Aptien, tout en remarquant que « il n'est pas impossible toutefois que certaines couches de la base appartiennent au Jurassique ».

La découverte, faite par M. Léon Bertrand [48], des couches identifiées au Lias et au Dogger à la base des calcaires marmoréens permet de rapporter avec certitude la bande de Saint-Béat à un complexe métamorphique comportant Lias, Dogger, Urigo-Aptien et peut-être même, localement, des couches plus récentes. Je ne crois cependant pas devoir accepter les vues de M. Douvillé [119] qui considère la bande des calcaires marmoréens comme albo-cénomaniennes dans sa presque totalité. En effet, si des Caprines ont été trouvées par M. Bresson et par lui, c'est dans les calcaires du Sud de Sarrancolin. Or, ceux-ci paraissent indépendants des calcaires marmoréens qui, traversant la vallée de la Neste à Ilhet, en sont séparés par les schistes de Beyrède.

II. — Le vallon de Boutx et la Montagne de Cagire (cote 1717) ¹

Le vallon arqué qui court de Bézins à Boutx, isole complètement le Cap det Mount de la Montagne de Cagire, dont les hauts escarpements calcaires se poursuivent jusqu'au Pic du Gar, le long de la crête passant par le Col de Caoubo.

La Feuille de Bagnères-de-Luchon au 1 : 80.000 attribue le massif du Gar et la Montagne de Cagire à deux unités tectoniques indépendantes, l'une métamorphique, celle de la Montagne de Cagire, l'autre indemne de métamorphisme, celle du Gar. Il n'en est, en réalité, pas ainsi. Comme je l'ai déjà signalé dans une note préliminaire [406], j'ai pu établir la continuité entre la série stratigraphique du Gar et les couches de la Montagne de Cagire. L'examen détaillé du terrain apporte la démonstration de l'existence d'une seule série.

L'accident anticlinal du Col de Caoubo (fig. 60). — Revenons au Pic du Gar et suivons la crête qui, par le Col de Caoubo, mène au sommet 1717. Après avoir longé l'étroit couloir de schistes aptiens entre les murailles calcaires du Gar et du Pic Saillant, le sentier du Col de Caoubo, s'infléchissant vers le Sud après un trajet W-E, recoupe la bande urgonienne du Pic Saillant et rentre dans les dolomies jurassiques à l'approche du col. En effet, un accident anticlinal fait remonter au Col de Caoubo les dolomies jurassiques des soubassements du Gar et les fait avancer, au delà vers l'Est, jusqu'au voisinage de la Fontaine de Buce. Aux abords du Col de Caoubo, les dolomies noires affleurent largement suivant la crête; elles sont recoupées par plusieurs intercalations calcaires, dont l'une forme la belle barre rocheuse de couleur claire qui passe au col même et souligne la rupture de pente entre les pelouses plus élevées et les pentes raides qui surmontent le vallon de Bézins. Au SE du Col de Caoubo, la crête qui domine le vallon de Boutx, porte, immédiatement au Sud de la limite de la commune de Boutx, deux petits mamelons assez bien indiqués sur la Carte d'Etat-major. Le premier vers le NW est encore constitué par les dolomies jurassiques, le second par des calcaires urgoniens à *Toucasia*; au petit col qui les sépare passe une bande de schistes du Lias supérieur. Cette étroite bande n'a pas plus de 10 mètres de puissance; en contre-bas de la crête, où elle m'a fourni *Gryphaea sublobata*, elle se relie à la bande de schistes liasiques qui passe au-dessus de Saint-Martin et se poursuit dans les pentes occidentales du Gar. Succédant régulièrement aux dolomies jurassiques, ces couches liasiques viennent directement en contact vers le Sud, suivant une surface d'étirement, avec

¹ Une splendide crête continue qui, dans son tracé général, affecte la forme d'un V ouvert vers le Nord, court entre le Pic du Gar et le Pic de Cagire. Le sommet du V est occupé par le point coté 1717; entre ses deux branches se trouve le profond ravin du Job. Conformément à la terminologie de la Carte d'Etat-major, je désigne sous le nom de Montagne de Cagire le massif dont la crête court entre le Col de Caoubo et le sommet 1717. La crête qui mène de ce dernier sommet au Pic de Cagire (cote 1912) sera étudiée plus loin sous le nom de crête du Pic de Cagire.

les calcaires urgoniens. L'affleurement de dolomies jurassiques se poursuit à l'Est du Col de Caoubo sur les pentes boisées qui dominent les sources du Job : le chemin de la cabane d'Arguenos suit les dolomies jusqu'à la Fontaine de Buce. Une étroite bande de schistes liasiques, qui prolonge celle recoupée au SE du Col de Caoubo, les sépare, sur leur bordure méridionale, des calcaires urgoniens.

A 200 mètres au NE de la Fontaine de Buce, les dolomies se terminent sous les calcaires urgoniens à *Toucasia*. Ceux-ci enveloppent complètement l'extrémité orientale de l'affleurement des dolomies, au delà de laquelle les calcaires urgoniens du Gar et ceux de la Montagne de Cagire sont en continuité. L'interruption des calcaires urgoniens au Col de Caoubo est, par conséquent, due à l'existence d'un accident anticlinal, qui, d'ailleurs, s'ennoe rapidement plus à l'Est. Le pli, déversé au Sud, ainsi qu'en témoignent les pendages, aigu et dissymétrique, passe localement à un véritable pli-faille. Son noyau anticlinal, indiqué par l'étroite bande de schistes liasiques de la Fontaine de Buce, chevauche directement les calcaires urgoniens du flanc méridional avec suppression complète par étirement des dolomies jurassiques. La figure 60 rend parfaitement compte de la disposition ainsi réalisée. Le pli-faille du Col de Caoubo est un accident anticlinal de détail affectant la série du Gar. Il ne se poursuit pas à l'Est de la Fontaine de Buce.

La série secondaire de la Montagne de Cagire. — Au SE de l'accident anticlinal du Col de Caoubo, les calcaires urgoniens, en continuité avec ceux du Gar, ainsi que je viens de l'établir, se poursuivent tout au long de la crête de la Montagne de Cagire jusqu'au sommet 1717 et, au delà, jusqu'au Pic de l'Esclette (fig. 60). Il est aisé de les observer dans le nouveau sentier forestier qui, un peu en contre-bas de la crête, passe au-dessus du Bois de Soum et de las Pales, en suivant le replat menant à la cabane d'Escalet de Salanéra. Les calcaires ne sont nullement métamorphiques ; ils présentent le même faciès que dans le Gar. Généralement massifs, et alors pétris de sections de *Toucasia*, ils admettent, par place, des intercalations plus finement litées.

Les calcaires urgo-aptiens du Gar se poursuivent sans discontinuité dans la Montagne de Cagire, où ils présentent le même faciès.

Les calcaires urgo-aptiens de la Montagne de Cagire plongent au NE et ils surmontent, ainsi que j'ai pu l'établir, une série jurassique, qui, occupant au-dessus du vallon de Boutx les pentes des Bois de Soum et de las Pales, prolonge elle-même, sans discontinuité, la série des soubassements du Gar. Les divers termes de cette série, indemne de métamorphisme, tout au moins à sa partie supérieure, sont recoupés par le chemin qui descend du Col de Caoubo au village de Boutx. Examinons la succession que l'on y observe.

Le chemin du Col de Caoubo à Boutx recoupe :

1° les dolomies jurassiques du Col de Caoubo, dans lesquelles se présente, à 100 mètres du col, une intercalation de calcaire gris à grain très fin ;

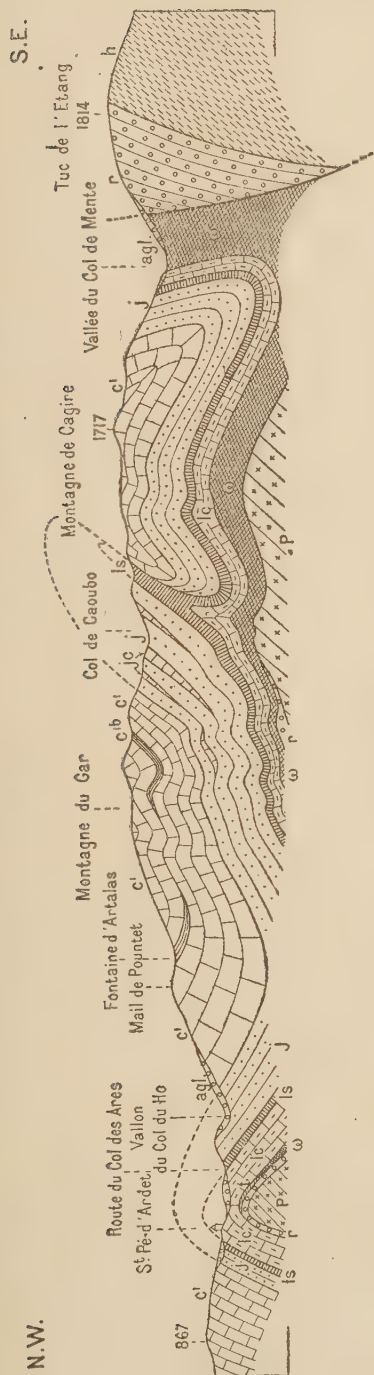


Fig. 60. — Coupe de la crête du Gar et de la Montagne de Cagire par le Col de Caoubo. — Echelle : 1/80.000.

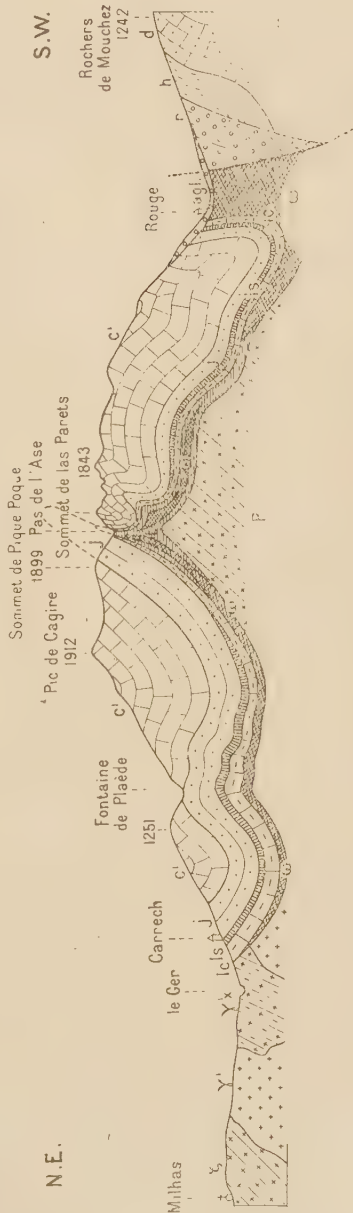


Fig. 61. — Coupe de la crête du Pic de Cagire. — Echelle : 1/80.000.

Légende commune aux figures 60 et 61. — γ granite ; $\gamma'x$ schistes cristallins ; ζ gneiss ; P socle ancien profond ; d calcaires dévoniens ; h schistes carbonifères ; r Permo-Trias ; t Trias ; ω ophite ; lc Lias inférieur calcaire ; ls Lias moyen et supérieur ; j dolomies jurassiques ; jc intercalations calcaires du Jurassique moyen ; c' calcaires urgo-aptiens ; $c'b$ schistes aptiens ; agl alluvions glaciaires.

2° la bande de schistes liasiques qui vient de la Fontaine de Buce. Ici déjà notablement élargie, elle se poursuit en dessous du chemin, où le sentier qui mène directement à Bézins permet de la suivre dans le bois jusqu'au Nord de ce village et de la voir se relier à la bande des pentes occidentales du Gar.

3° immédiatement au-dessous de ces schistes du Lias supérieur, les calcaires urgoniens du flanc méridional de l'Anticlinal du Col de Caubo. La disposition est donc la même que, plus à l'Est, sur la crête : les dolomies jurassiques sont totalement étirées. Je n'ai pas trouvé de fossiles dans les calcaires urgoniens sur les bords du chemin ; mais ces calcaires sont en continuité dans les hauts avec les calcaires à *Toucasia* de la Montagne de Cagire.

Le chemin atteint ensuite, sous les calcaires urgoniens, la série jurassique sous-jacente, qui comporte les termes suivants, plongeant uniformément de 45° au NE :

4° une épaisse série de dolomies jurassiques. Celles-ci, coupées très obliquement par le chemin, remontent au-dessus de lui, atteignant localement la crête, et disparaissent plus au Sud sous les éboulis du Bois de Soum, qui masquent leur continuité évidente avec les dolomies jurassiques de la région de las Pales à l'Ouest du Col de Mente.

5° les schistes du Lias moyen et supérieur ;

6° les calcaires du Lias inférieur. Près de leur contact avec les schistes du Lias moyen, ces calcaires sont normaux ; mais, plus bas, ils deviennent marmoréens. On les perd bientôt, en atteignant une petite cabane, et le chemin est alors tracé dans des dépôts morainiques, eux-mêmes en partie recouverts par les puissants éboulis du Bois de Soum. Au-dessus du chemin, plusieurs rochers calcaires qui émergent des éboulis, permettent cependant, comme pour les dolomies jurassiques, de suivre le prolongement des couches liasiques dans la direction de las Pales.

Au Sud de la grange Planchou, les calcaires liasiques crèvent localement le manteau glaciaire et le chemin de Boutx les recoupe, à nouveau, sur une certaine longueur. Ils s'y montrent très marmoréens et, entièrement recristallisés, sont transformés en de véritables cipolins. Le pointement calcaire, isolé au milieu du glaciaire, se poursuit jusqu'aux granges Carréro, où il se montre en relation sur sa bordure occidentale avec le terme le plus ancien de la série secondaire ici analysée, à savoir :

7° un petit affleurement d'ophite triasique.

L'itinéraire, qui vient d'être suivi, nous a permis de faire des observations dont on saisit toute la portée :

1. — *La série du Gar se prolonge toute entière vers le Sud dans la Montagne de Cagire, aussi bien dans son terme supérieur, l'Urigo-Aptien, qui forme, d'une part, les sommets du Gar et, d'autre part, la crête de la Montagne de Cagire, que dans les couches jurassiques et liasiques et même dans l'ophite triasique, sous-jacentes, qui, depuis les pentes du Gar, se poursuivent sans discontinuité dans le Bois de Soum et de las Pales, jusque sur le front de la Zone axiale.*

2. — *Sur le versant oriental du vallon de Boutx, la série secondaire de la Montagne de Cagire commence déjà à devenir métamorphique à sa base.*

En possession de ces renseignements, il ne nous est plus difficile maintenant d'interpréter la montagne du Cap det Mount. Nous y avons reconnu, dans une série métamorphique, du Lias calcaire, du Lias schisteux, des dolomies jurassiques et des calcaires urgo-aptiens. C'est donc exactement la succession des pentes occidentales de la Montagne de Cagire qui s'y répète; mais, au Cap det Mount la série est devenue métamorphique. Le métamorphisme est, du reste, progressif de l'Est vers l'Ouest et il s'amorce déjà dans les calcaires liasiques de l'Est du vallon de Boutx. La série secondaire de la Montagne de Cagire et, par voie de continuité, celle de la série du Gar se poursuit dans le Cap det Mount, où elle devient métamorphique. Le vallon de Boutx montre un anticlinal arqué dans le prolongement du noyau cristallin du Massif de la Barousse ennoyé en face de Bézins. Oblique par rapport au front de la Zone axiale, *l'Anticlinal de Boutx* affecte une série secondaire continue qui forme, de part et d'autre, la Montagne de Cagire, à l'Est, et le Cap det Mount, à l'Ouest.

*La série, progressivement métamorphique de l'Est à l'Ouest, du Cap det Mount et de Saint-Béat n'est pas distincte de la série du Gar. Elle correspond, comme celle-ci, à la couverture posthercynienne du Massif de la Barousse et se montre en disposition synclinale, dans un pli très aigu, vigoureusement serré entre le socle hercynien de la Barousse et la Zone primaire axiale*¹.

C. — LES RELATIONS DE LA SÉRIE DU GAR ET DE LA SÉRIE DE FRONTIGNAN ET DE GALIÉ

I. — L'Anticlinal du Col des Ares

La coupe, qui a été précédemment analysée sur la rive droite de la Garonne (pl. VIII, coupe 38), révèle l'existence, au Nord du noyau hercynien du Massif de la Barousse, d'une série secondaire, la série d'Antichan et de Galié, dont les termes se présentent du Sud vers le Nord dans leur ordre ascendant. Cette série est affectée, dans le thalweg de la vallée qui mène au Col des Ares, d'un repli anticlinal dirigé SW-NE, que j'appellerai *l'Anticlinal du Col des Ares*.

¹ Le fait de la continuité structurale entre la série du Gar, celle de la Montagne de Cagire et la bande des calcaires de Saint-Béat, comme le fait, très important, du passage des couches de la Montagne du Cagire à celles du Cap det Mount par accentuation progressive du métamorphisme, n'avaient pas été signalés. La dissemblance absolue des couches de Cagire et de celles du Cap det Mount avaient fait supposer une discontinuité tectonique que l'examen incomplet de l'accident du Col de Caoubo pouvait sembler confirmer. C'est ainsi que pour Carez [91, III, p. 4816] la bande des calcaires marmoréens disparaîtrait vers l'Est sous le chevauchement de la Montagne de Cagire, chevauchement dirigé du Nord vers le Sud. Pour être différente, l'interprétation de M. Léon Bertrand (Feuille de Bagnères) ne m'en paraît pas moins, elle aussi, devoir être révisée.

L'axe de l'Anticlinal du Col des Ares est indiqué par des affleurements de calcaires liasiques très discontinus au milieu de vastes formations glaciaires. Les calcaires compacts et les cargneules du Lias inférieur affleurent au coude de la route du Col des Ares au-dessus du Bastion des Frontignes; ils forment une bande continue qui passe sous l'église et sous le village d'Antichan, à l'Ouest de son cimetière, coupe ensuite la route de Frontignan à l'Ouest de la cote 589 et se poursuit en bordure de la route de Saint-Pé-d'Ardet. Les calcaires du Lias inférieur forment, au delà vers le NE, au milieu des alluvions glaciaires, le petit flot qui porte le village de Saint-Pé-d'Ardet; puis on peut les suivre, au Sud de la crête qui porte la cote 881, jusqu'au Col des Ares. Les calcaires du Lias inférieur montrent, dans l'ensemble des affleurements qui viennent d'être énumérés, une disposition en voûte tout à fait caractéristique. Ils jalonnent l'axe de l'Anticlinal du Col des Ares, tandis que des couches plus récentes les surmontent dans les deux flancs de ce pli (fig. 60).

Dans le flanc septentrional de l'Anticlinal du Col des Ares, les couches jurassiques et crétacées succèdent régulièrement aux calcaires liasiques d'Antichan et de Saint-Pé-d'Ardet. Les schistes du Lias supérieur y indiquent le prolongement direct des couches de même nature que recoupe la route de Frontignan dans son lacet inférieur en face d'Ore. Ils affleurent à l'embranchement des routes du Col des Ares et de Saint-Pé et se poursuivent vers le NE. Ils sont masqués par le glaciaire au Nord de Saint-Pé; mais on retrouve ces schistes liasiques au delà du petit lac situé au Sud du Pas det Bouchet, sur les pentes méridionales du sommet 881. Ils y sont surmontés par des dolomies jurassiques qui prolongent, elles-mêmes, celles que nous avons reconnues à l'Est d'Ore. Enfin, la série secondaire se complète à son sommet par les calcaires urgoniens d'Ore, de Galie et de Malvésie et par les couches schisteuses de l'Aptien supérieur et de l'Albien situées plus au Nord.

Examinons maintenant le flanc méridional de l'Anticlinal du Col des Ares. Au Sud du Bastion des Frontignes, les couches liasiques d'Antichan disparaissent sous les dépôts glaciaires, si bien que l'on ne peut observer leurs relations avec les autres terrains. Mais 800 mètres plus haut, au débouché du vallon descendant du Col du Ho, la tranchée de la route du Col des Ares, entame un affleurement de schistes liasiques qui plongent au SE et représentent certainement la retombée méridionale des couches de même âge qui viennent d'être signalées au Nord d'Antichan. Ces schistes liasiques supportent eux-mêmes des dolomies jurassiques qui atteignent la route en face de la croix que signale la Carte d'Etat-Major à l'Est de la cote 589. Les dolomies jurassiques se poursuivent suivant la crête de la montagne séparant la vallée du Col du Ho de celle du Col des Ares et portant, au Nord de Moncaup, la cote 927. Les pentes septentrionales de cette montagne sont, jusqu'au thalweg de la vallée du Col des Ares, en majeure partie recouvertes d'alluvions glaciaires. Cependant, sur le bord de la route sont visibles, jusqu'à l'approche du Col des Ares, des affleurements discontinus de calcaires du Lias inférieur et de schistes du Lias moyen; ces couches liasiques, comme les dolomies jurassiques de la montagne 927, indiquent la retombée du

Lias et du Jurassique dans le flanc méridional de l'Anticlinal du Col des Ares (pl. VIII, coupe 37). Je signale, d'ailleurs, que, dans le thalweg même de la vallée du Col des Ares, l'axe du pli est jalonné par un petit affleurement d'argiles bariolées du Trias, accompagnant un îlot de calcaire liasique isolé au milieu du glaciaire.

II. — La continuité tectonique de la série du Gar et du flanc méridional de l'Anticlinal du Col des Ares

Une question importante se pose. Que représentent, par rapport à la série du Gar, les couches d'Antichan et de la route du Col des Ares ?

Si l'on suit en direction vers le Nord les divers termes de la série du Gar sur les pentes occidentales de cette montagne, on les voit bientôt interrompus par les dépôts glaciaires du Sud d'Antichan. Le Col du Ho et les vallons qui en descendent vers l'Est et vers l'Ouest, dans les directions de Moncaup et d'Antichan, sont, en effet, comblés par de puissantes formations morainiques, dont la présence indique une voie directe entre la vallée de la Garonne et la plaine de Moncaup, qui fût anciennement empruntée par un petit glacier pyrénéen.

Les schistes siluriens de Fronsac et, comme eux, les couches permo-triasiques qui les surmontent, se perdent sous le glaciaire à quelques centaines de mètres au NE de la Borde d'Andréou. Aux abords de la Tour de Porcellus, les dépôts glaciaires, remaniés sur les pentes boisées qui dominent le village d'Antichan, masquent complètement le substratum, si bien que la continuité des couches est rompue. Il ne fait, cependant, aucun doute que les couches permien-nes, enveloppant, sous les alluvions, les schistes de Fronsac, tournent brusquement à l'Ouest, pour se mettre en direction des affleurements des mêmes terrains que l'on trouve, sur la rive gauche de la Garonne, sur le bord septentrional du Massif de la Barousse.

Les couches secondaires de la série du Gar participent, de même que les grès permo-triasiques qui les supportent, à l'enveloppement périantoclinal du socle hercynien de la Barousse. La barre calcaire du Lias inférieur, qui se perd sous le glaciaire à l'Est de la Borde d'Andréou, est parfaitement en direction avec l'affleurement d'Antichan et, par voie de conséquence, j'admets son prolongement dans la voûte liasique du Col des Ares. De même, les schistes liasiques, qui affleurent en plusieurs endroits sur la route du Col des Ares, prolongent la bande des pentes occidentales du Gar.

Un petit îlot de Lias moyen, isolé au milieu du glaciaire à l'Est de la Tour de Porcellus, apporte d'ailleurs la preuve de l'exactitude de ce raccord. Les dolomies jurassiques des soubassements du Gar, interrompues elles aussi par les alluvions dans le vallon du Col du Ho et subissant au delà la même torsion vers l'Est que les couches liasiques, se poursuivent dans la crête qui domine le Col du Ho vers le Nord et dans le sommet 927.

Enfin, la disposition la plus caractéristique relativement au raccord des cou-

ches secondaires de la série du Gar et de celles du flanc méridional de l'Anticlinal du Col des Ares, est réalisée par les calcaires urgoniens. L'itinéraire de descente du Pic du Gar vers Antichan par le Col du Ho emprunte d'abord le profond vallon suivi par l'étroite bande de schistes aptiens de la Fontaine d'Artalas. Au SE du Mail de Pountet, la bande schisteuse, jusque là dirigée N-S, tourne au SE, tandis que le chemin, se poursuivant vers le Nord, traverse jusqu'au Col du Ho une puissante série de calcaires urgoniens. Ceux-ci sont en continuité avec les calcaires du Pic Saillant ; ils appartiennent à la série du Gar. Interrompus seulement dans l'étroit couloir encombré de dépôts glaciaires auquel correspond le Col du Ho, les calcaires urgoniens se poursuivent au Nord du col sur les pentes méridionales de la crête 927. Formant une étroite bande, ils plongent au Sud et reposent sur les dolomies jurassiques.

Ainsi, les calcaires urgoniens du Gar se relèvent au Col du Ho sur la dolomie jurassique et, par voie de conséquence, sur le Lias de l'Anticlinal du Col des Ares (fig. 60).

Ce fait, joint aux raccords que nous avons pu établir entre les couches du soubassement du Gar et celles de la série de l'Anticlinal du Col des Ares, nous permet de conclure comme il suit.

La série du Gar, revêtement posthercynien du Massif de la Barousse, est en continuité avec le flanc méridional de l'Anticlinal du Col des Ares. La série d'Antichan et de Galié représente tout simplement la retombée de la série du Gar au Nord du Massif de la Barousse ¹.

Or, si l'on suit vers l'Est la série de Galié, au delà du Col des Ares, on la voit bientôt constituer aussi le revêtement posthercynien du Massif de Milhas (pl. IX).

Les calcaires urgoniens de Galié, de Génos et de Malvésie se poursuivent, dans le flanc nord de l'Anticlinal du Col des Ares, au Nord d'Arbon, dans la direction d'Izaut-de-l'Hôtel, traversent le Ger et se relient à ceux de Pujos et du Bois de Thouas qui appartiennent à la bordure septentrionale du Massif de Milhas. La continuité est parfaite ². A l'approche du Massif de Milhas, la bande urgo-

¹ Appuyée sur des observations précises, l'interprétation qui vient d'être exposée diffère totalement de celle invoquée par la Feuille de Bagnères-de-Luchon au 1/80.000. Sans me livrer ici à une analyse critique des contours de cette carte, je ferai simplement remarquer que toute l'interprétation de la Feuille de Luchon repose sur l'existence de la bande albienne du Col du Ho, laquelle se poursuivrait, au delà de la Garonne, par celle du ravin de Picamil. Or, il n'y a pas plus de marnes albiennes dans le vallon du Col du Ho que dans le ravin de Picamil. Le Col du Ho et les vallons qui en descendent à l'Ouest, vers Antichan, et à l'Est, vers Moncaup, sont remplis de dépôts glaciaires. Avec des schistes siluriens voisinent des blocs de toute nature, granite, gneiss, grès rouges permien et des dépôts plus fins, graviers et sables, qui ne laissent aucun doute sur l'origine glaciaire de la formation.

² Les couches régulières de terrains crétacés qui, sur la bordure septentrionale du Massif de la Barousse, courent au Nord de la bande urgonienne de Galié et de Génos, trouvent aussi leur prolongement au Nord du Massif de Milhas. La bande synclinale albienne de schistes noirs et de calcaires marneux noirs de Sauveterre et de Payssous se poursuit vers Estadens, Montastruc et Castelbiague. De même, la bande urgonienne plus septentrionale de Cier-

nienne est affectée par une ride synclinale dirigée au SE, qui l'amène à former la crête passant par le Col de Buret, entre la plaine de Juzet et celle de Sengouagnet. Dans le flanc oriental de ce synclinal, les calcaires urgoniens se relèvent sur des couches jurassiques, liasiques, triasiques et permienes qui recouvrent directement le noyau hercynien de Milhas.

La série du Gar, revêtement posthercynien du Massif de la Barousse, n'est pas distincte de la couverture secondaire du Massif de Milhas.

2. — ANALYSE STRUCTURALE DÉTAILLÉE DE LA RÉGION DU GAR ET DU CAGIRE

Il vient d'être établi qu'entre la vallée de la Garonne et celle du Ger, tous les terrains secondaires situés au Nord de la Zone axiale appartiennent à la couverture commune aux Massifs de la Barousse et de Milhas, dont les socles hercyniens sont en continuité profonde sous ce revêtement.

Affectant les terrains secondaires, dans le prolongement oriental de la ride anticlinale de la Barousse, deux anticlinaux, celui de Boutx et celui du Col des Ares, délimitent entre eux un vaste synclinal complexe, le *Synclinatorium du Gar et du Cagire*. L'Anticlinal de Boutx, qui sépare de ce synclinatorium le prolongement occidental de celui-ci dans le Synclinal du Cap det Mount et dans la bande des calcaires marmoréens, vient se terminer obliquement à la limite de la Zone axiale au Sud de Boutx. Par contre, l'Anticlinal du Col des Ares se poursuit dans la région de Cazaunous, de Moncaup et de Juzet-d'Izaut, où il s'élargit considérablement, et, au delà vers le SE, dans la direction de la Fontaine de Plaède.

J'étudierai successivement :

1° le prolongement oriental de l'Anticlinal du Col des Ares : la région de Cazaunous, d'Arguenos et de Juzet-d'Izaut.

2° le Synclinatorium du Gar et du Cagire.

de-Rivière et d'Encausse trouve son prolongement dans l'affleurement de Ganties qui pointe sous le Cénomanien discordant.

On doit remarquer que les couches aptiennes de la bordure septentrionale du Massif de la Barousse, aussi bien celles de la bande de Galié que celles de Cier-de-Rivière, présentent une constitution identique à celle des couches de même âge au Nord du Massif de Milhas. L'Urgo-Aptien y montre : à sa base, des calcaires compacts à *Toucasia*, gris clair ou blancs ; puis, une couche de calcaires marneux pouvant même passer à des marnes schisteuses ; enfin, au sommet, une seconde assise de calcaires compacts gris clair.

A. — LE PROLONGEMENT ORIENTAL DE L'ANTICLINAL DU COL DES ARES :
LA RÉGION DE CAZAUNOUS, D'ARGUENOS ET DE JUZET-D'IZAUT

1. — Le prolongement direct de l'Anticlinal du Col des Ares
jusqu'à Cazaunous. — L'affleurement permien du NE de Cazaunous

Revenons au Col des Ares et suivons, maintenant vers l'Est, le pli qui y affecte les terrains secondaires. Dans l'axe de l'anticlinal, les calcaires liasiques du Col des Ares forment la crête qui domine le hameau de Sainte-Anne et porte les cotes 888 et 839. A l'Ouest d'Arbon, ils tournent vers le Sud, dans la direction de Cazaunous, et atteignent, au Sud de Conte, le petit massif d'ophite que coupe le chemin d'Arbon à Cazaunous.

Le noyau liasique de l'Anticlinal du Col des Ares ne dépasse pas vers l'Est le méridien d'Arbon ; il s'ennoie sous les couches plus récentes de la vallée du Job, qui sont reployées dans le Synclinal du Col de Buret, avant de se relever plus à l'Est sur le socle hercynien du Massif de Milhas. En effet, une bande continue de Lias schisteux, qui prolonge celle du Nord du Col des Ares, passe au Nord du Château de Campets, au Sud de la cote 759, puis sous le cimetière d'Arbon, où elle est fossilifère, et tourne enfin au Sud, pour envelopper la terminaison orientale des calcaires liasiques. Depuis le Col des Ares et jusqu'à Arbon, le Lias schisteux s'enfoncé régulièrement vers le Nord sous une bande continue de dolomies jurassiques, elle-même surmontée par les calcaires urgoniens du Bois d'Izaut, qui prolongent ceux de Malvésie et de Génos.

Au NE de Cazaunous, vers l'extrémité orientale de leur affleurement, les calcaires liasiques montrent, dans l'axe de l'Anticlinal du Col des Ares, leur substratum permien (pl. VIII, coupe 36)¹. Les grès, les schistes rouges et les poudingues à éléments quartzeux du Permo-Trias affleurent dans le lit du ruisseau qui coule de l'Ouest à l'Est pour se jeter dans le Job au SE d'Arbon ; ils forment la majeure partie du mamelon boisé que le chemin de Cazaunous contourne par l'Est, remontant jusqu'à son sommet, où ils s'ennoient vers l'Ouest sous les calcaires liasiques. Vers l'Est, les couches permienues viennent en contact direct avec le pointement d'ophite signalé plus haut, tandis que, en même temps que ce dernier, elles atteignent vers le Sud les alluvions de la vallée du Job en aval du Moulin de la Moulette. L'affleurement du NE de Cazaunous montre ainsi, grâce à une surélévation d'axe transverse de l'Anticlinal du Col des Ares, une boutonnière de couches permienues qui jalonnent, à la base des terrains secondaires, la continuité profonde entre les affleurements des mêmes couches que nous avons reconnus dans les soubassements du Gar, d'une part, et sur la bordure occidentale du Massif de Milhas, d'autre part.

¹ L'affleurement permien du NE de Cazaunous est signalé dans l'ouvrage de Carez [91, III, p. 1304]. Il n'est, par contre, pas indiqué sur la Feuille de Bagnères-de-Luchon au 1/80.000.

2. — La bande synclinale des sommets 927 et 774, au Nord de la route de Cazaunous à Moncaup

Au Nord de Cazaunous, se termine en hauteur, sur les calcaires liasiques, une bande synclinale qui, largement développée plus à l'Ouest, sépare l'Anticlinal du Col des Ares de la vaste région anticlinale de Moncaup et de Juzet-d'Izaut.

La bande synclinale en question représente une ondulation qui affecte le flanc méridional de l'Anticlinal du Col des Ares. Suivant son axe court une large bande de dolomies jurassiques qui occupe les sommets 927 et 774 (pl. VIII, coupe 37) ; ces dolomies reposent sur des schistes du Lias moyen qui leur forment, au Nord comme au Sud, une bordure continue, en même temps qu'ils enveloppent complètement leur terminaison orientale, où ces mêmes schistes surmontent les calcaires liasiques de Cazaunous.

Au Nord des sommets 927 et 774, dans le prolongement des affleurements discontinus que nous connaissons à l'Ouest du Col des Ares sur le versant de la Garonne, les schistes liasiques, plongeant de 45° vers le Sud, affleurent au Sud de Sainte-Anne sur la route du col ; ils redescendent vers l'Est dans le thalweg de la vallée qui suit à sa base la crête des calcaires liasiques et l'occupent jusqu'aux maisons de Pomarède ; ils forment ensuite le plateau de Coumirole, où se trouve la cote 653, et montrent, au delà vers l'Est, avant d'atteindre la métairie des Plas d'Arbon, une très belle terminaison périssynclinale sur les calcaires du Lias inférieur. La bande schisteuse qui prolonge la précédente au Sud des sommets 774 et 927, est, elle aussi, parfaitement continue jusqu'à Moncaup. Les schistes liasiques recoupent, à l'Ouest de Cazaunous, le chemin de traverse qui mène de ce village au Col des Ares ; ils se poursuivent à mi-pente sous le mamelon 774, où ils surmontent la route tracée dans les calcaires métamorphiques qui prolongent ceux de Cazaunous et appartiennent au Lias inférieur. Sur les pentes méridionales du sommet 927, les schistes liasiques atteignent le lacet supérieur de la route ; ils coupent son lacet inférieur au Nord de Moncaup et vont se perdre sous le cône de déjection complexe sur lequel est bâti ce village à l'issue du vallon descendant du Col du Ho.

3. — La région anticlinale de Moncaup, d'Arguenos et de Juzet-d'Izaut

En relation avec l'Anticlinal du Col des Ares par l'étroit couloir de calcaires liasiques de Cazaunous, la région déprimée de Moncaup, d'Arguenos et de Juzet-d'Izaut, que traverse du Sud au Nord la vallée du Job, correspond à une vaste aire anticlinale, limitée au Sud et à l'Ouest par le Synclinal du Gar et du Cagire, au Nord par la bande synclinale des sommets 927 et 774, à l'Est, enfin, par le Synclinal du Col de Buret.

Le secteur ainsi délimité donne matière à des observations fort intéressantes relatives :

1° à l'intrusion de roches vertes basiques et au métamorphisme des couches jurassiques à leur contact ;

2° à l'existence, au SE d'Arguenos, dans le ravin du Job, d'un affleurement de gneiss appartenant au socle hercynien profond.

1. — Les roches vertes : ophites de Cazaunous et du ravin du Job, lherzolites de Moncaup et d'Arguenos. — Le métamorphisme des couches secondaires. — Dans toute la région déprimée de Moncaup, d'Arguenos et de Juzet, les couches liasiques et jurassiques ne montrent que des affleurements très restreints. Elles sont, en effet, en grande partie masquées, soit par des alluvions anciennes, sans doute du même âge que les formations du plateau de Lannemezan, qui prennent, en particulier dans la plaine de Juzet-d'Izaut, un grand développement, soit par des intrusions de roches vertes basiques, qui occupent, surtout sur la rive gauche du Job, une superficie considérable.

La Feuille de Bagnères-de-Luchon au 1/80.000 confond sous la même notation $\omega\lambda$ un ensemble de roches vertes dans lequel on doit en réalité distinguer des ophites et des lherzolites.

Dans le prolongement du petit massif de la même roche signalé plus haut (p. 466) au Sud d'Arbon, une masse assez importante d'ophite, située au milieu des calcaires métamorphiques, supporte les maisons les plus méridionales du village de Cazaunous et atteint, en contre-bas, la route de Moncaup. Vers l'Ouest, la roche éruptive remonte au-dessus de la route et va se terminer, au SE de la cote 774, au contact des schistes du Lias moyen.

Un autre affleurement d'ophite se montre au SE d'Arguenos, dans le ravin du Job. Recouvrant directement le massif gneissique qui occupe le fond de ce ravin, il se développe sur les deux rives du Job. Toutefois, son affleurement est plus vaste sur la rive gauche, où l'ophite est surmontée par les calcaires métamorphiques du sommet 998 et par une sorte de petite calotte calcaire qui occupe deux petits mamelons plus méridionaux. Il est à remarquer que l'ophite du ravin du Job, comme celle de Cazaunous d'ailleurs, vient en contact direct avec le massif de lherzolite d'Arguenos.

Le vaste massif éruptif qui, interrompu par des affleurements calcaires et des placages alluviaux, s'étend entre Arguenos, Moncaup et Cazaunous, est, au contraire, constitué par de la lherzolite. Il s'étend sur 3 kilomètres de long, avec une largeur moyenne de 1.500 mètres. Vers le Sud, le massif de lherzolite s'adosse aux contreforts du Gar ; les affleurements de la roche éruptive, profondément ravinés et bien reconnaissables, même à distance, à leur couleur rouge brunâtre et à leur aspect dénudé, remontent sur les pentes septentrionales de la Forêt du Gar, à 150 mètres au-dessus de la plaine de Moncaup. L'affleurement de lherzolite a pour limite septentrionale la vallée que domine la route de Moncaup à Cazaunous. Vers l'Ouest, la limite de la lherzolite est d'abord masquée par les alluvions de Juzet-d'Izaut immédiatement au delà du vallon du

Job ; plus au Sud, passée sur la rive gauche du Job, cette limite suit à leur base les pentes occidentales du sommet 998.

La roche qui constitue le massif dont je viens de tracer les limites, a été, dès 1871, rapportée par Leymerie [211] à de la lherzolite. Depuis, M. Lacroix [173, p. 5] en a précisé le type pétrographique. C'est, d'après cet auteur, une lherzolite très porphyroïde, rubéfiée en surface et profondément serpentinisée, où l'on distingue de grands cristaux de bronzite et de diopside moulés par un mélange grenu des mêmes éléments, accompagnés de spinelle et surtout d'olivine. M. Lacroix signale, à travers la masse de lherzolite, des filons de diallagites et de diallagites à grenat.

Dans toute la région de Moncaup, de Cazaunous et d'Arguenos les terrains jurassiques sont atteints par un métamorphisme très intense, dont on ne saurait rechercher la cause ailleurs que dans la présence des roches vertes qui viennent d'être signalées. Les calcaires deviennent marmoréens : ils peuvent donner des marbres très purs comme les marbres d'Arguenos, recherchés pour leur blancheur et leur cristallinité : ils peuvent aussi, s'ils étaient originellement impurs, se charger de cristaux de dipyre. Au voisinage des lherzolites, le métamorphisme s'accroît progressivement. Le fait est bien typique pour la bande de calcaires liasiques qui suit la route de Cazaunous à Moncaup. De même, en gravissant, au-dessus du ravin du Job, les pentes occidentales de la Forêt du Cagire, on voit le métamorphisme décroître très rapidement de l'Ouest à l'Est.

Du fait des profondes modifications qu'elles ont subies, les couches secondaires sont bien difficiles à dater dans les affleurements discontinus qu'elles présentent au milieu des roches vertes et des alluvions anciennes au Nord du Gar et du Cagire. Cependant, selon toute vraisemblance, la région de Moncaup, de Cazaunous et d'Arguenos correspond à une région anticlinale et les calcaires métamorphiques sont, en affleurement, des calcaires liasiques. Il me paraît, en effet, tout à fait vraisemblable de relier la bande de schistes liasiques qui se perd à Moncaup sous les alluvions et sous les lherzolites à celle qui affleure sur le versant oriental du ravin du Job et je crois que celle-ci, ceinturant vers l'Est le noyau liasique de l'anticlinal, se prolonge vers le Nord par la bande du cimetière d'Arbon. D'ailleurs, cette hypothèse de la disposition anticlinale de la région d'Arguenos et de Moncaup trouve une confirmation dans l'existence du pointement de gneiss qui surgit, dans une ondulation anticlinale régulière des couches secondaires, au fond du ravin du Job, entre la Forêt du Gar et la Forêt du Cagire.

Au SE de Juzet-d'Izaut, l'accident anticlinal qui prolonge celui du Col des Ares et qui nous a montré dans la région d'Arguenos un élargissement très considérable, n'est plus indiqué, entre le Synclinal du Cagire et celui du Col de Buret, que par la bande de dolomies jurassiques de la Fontaine de Plaède. Le pli se traduit encore dans la vallée du Ger par l'existence d'une boutonnière de dolomies jurassiques marmoréennes et il semble ainsi s'aligner dans le prolongement de l'Anticlinal de la Fontaine de l'Ours.

2. — Le petit massif de gneiss du ravin du Job au SE de Cazaunous ¹. — La Feuille de Bagnères-de-Luchon indique, dans la profonde gorge du Job, un vaste affleurement d'ophite, continu depuis l'aplomb du sommet 998 jusqu'à la cote 772, au confluent, dans une sorte de cirque ouvert vers le Nord, de plusieurs ravins conséquents descendant des pentes du Gar et du Cagire. Il n'en est, en réalité, pas ainsi. La gorge du Job est creusée dans un affleurement de gneiss

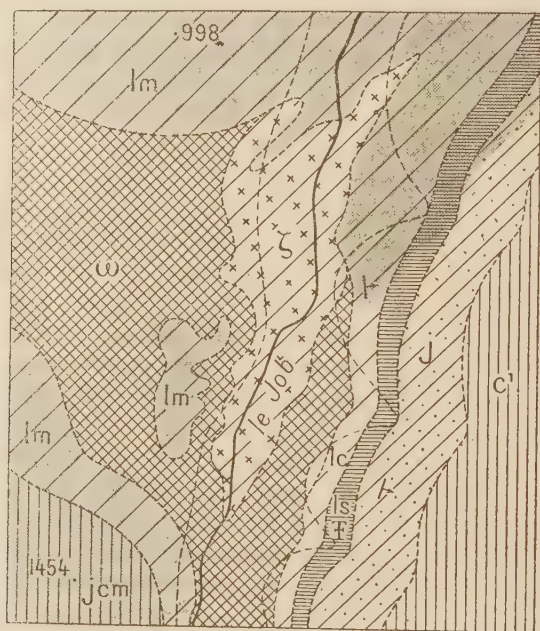


Fig. 62. — Carte géologique de l'affleurement de gneiss du ravin du Job. — Echelle : 1/25.000.

ζ gneiss ; ω ophite ; lc Lias inférieur ; ls Lias moyen et supérieur ; J dolomies jurassiques ; c' calcaires urgoaptiens ; lm Lias métamorphique ; lcm calcaires marmoréens jura-crétacés.

N. B. — Le grisé indique le domaine du métaphorisme.

directement surmonté par les calcaires métamorphiques, dont quelques étroites langues lui forment une couverture discontinue. C'est cet affleurement gneissique de la rive gauche du Job qui a été successivement observé par Leymerie et par M. Duffour. Le gneiss redescend jusqu'au thalweg du Job, en dessous

et de pegmatite. Celui-ci est surmonté par sa couverture secondaire qui comporte à sa base un affleurement d'ophite assez important (pl. VIII, coupe 36). Je vais préciser quelle est la disposition de ce pointement du socle hercynien par rapport aux couches voisines, en traçant ses limites (fig. 62), dans la mesure où m'ont permis de le faire les conditions d'observation assez défavorables que l'on trouve dans la gorge très boisée du Job.

Sur la rive gauche du Job, le chemin qui mène d'Arguenos à la cote 772, contournant d'abord par son versant oriental le sommet 998, recoupe des calcaires très marmoréens, en continuité vers le Nord avec ceux des marbrières d'Arguenos ; je crois devoir attribuer ces calcaires au Lias. A l'aplomb du sommet 998, le chemin atteint un bel affleurement de gneiss, directement

¹ Le massif de gneiss du SE d'Arguenos a été dernièrement reconnu par M. Duffour ; cette découverte fut signalée en 1928 par M. Jacob [159]. Je n'en ai trouvé, dans la littérature pyrénéenne plus ancienne, que la très vague mention suivante, due à Leymerie [214, p. 449] : « ... et, plus bas, s'est présentée une roche peut-être encore de la catégorie des ophites, mais remarquablement granitique ou gneissique, distinctement stratifiée, qui occupe un assez grand espace dans le sens du vallon ».

du chemin. Il suit le chemin vers le Sud sur une certaine distance et se montre bientôt directement recouvert par le massif d'ophite qui forme plusieurs mamelons arrondis situés au Sud de la cote 998. L'ophite est elle-même recouverte par un témoin de calcaires métamorphiques, qui occupe le sommet du mamelon le plus haut de ceux signalés au Sud de 998. L'ordre de superposition qui vient d'être indiqué, (gneiss, ophite, calcaires marmoréens) s'observe très bien dans le chemin en lacets qui remonte sur la rive gauche du Job, entre les cotes 998 et 1454, dans la direction d'Arguenos.

Vers le Sud, l'ophite, qui a atteint sous les calcaires métamorphiques du sommet 1454 le point 772, enveloppe l'extrémité méridionale de l'affleurement gneissique, traverse le thalweg et se poursuit sur la rive droite du Job sur les pentes occidentales de la Forêt de Cagire, où le chemin de la cabane d'Arguenos à Juzet permet de la recouper à travers bois.

Les observations que l'on peut faire en suivant ce dernier chemin sur la rive droite du Job, sont fort intéressantes. Elles complètent, d'une manière très heureuse, celles de l'autre rive. La série secondaire, qui surmonte le gneiss, ne s'y montre plus métamorphique ; mais elle comporte une succession régulière de couches plongeant vers l'Est.

Les pentes occidentales de la Forêt de Cagire sont coupées par une succession de profonds ravins qui aboutissent à la gorge du Job. Le tracé du chemin, subissant ainsi dans chacun de ces ravins une inflexion vers l'Est assez accusée, recoupe autant de fois, au-dessus de l'affleurement gneissique, une série de couches secondaires, ascendante de l'Ouest à l'Est. En redescendant vers Juzet, depuis le cône de déjection complexe sur lequel est installée la pelouse de la cote 772, le chemin, dans la partie méridionale de son trajet, atteint à chacune de ses convexités vers l'Ouest l'ophite, qui affleure en contre-bas dans la gorge du Job, tandis que, dans chacun des ravins qu'il recoupe, le chemin traverse successivement une étroite barre de calcaires du Lias inférieur encore très marmoréens, une bande de schistes du Lias moyen et supérieur dont l'état est presque normal, à tel point que j'y ai trouvé des restes de Lamellibranches, et il atteint enfin, plus à l'Est, les dolomies jurassiques.

L'ophite se poursuit moins loin vers le Nord que sur la rive gauche du Job ; mais, dans ses sinuosités les plus septentrionales, le chemin atteint en plusieurs endroits des pointements de gneiss qui dépendent du vaste affleurement de cette roche allongé dans le thalweg du Job. Le gneiss est alors directement surmonté, sur sa bordure orientale, par une série secondaire régulière, dont les divers termes prolongent sans discontinuité les bandes que nous avons pu distinguer plus au Sud. Le dernier pointement de gneiss vers le Nord, visible sur le chemin, se trouve à peu de distance de l'issue de la gorge du Job vers le plateau de Juzet-d'Izaut. Il est surmonté de calcaires marmoréens du Lias inférieur, de schistes du Lias moyen et supérieur et de dolomies jurassiques qui plongent d'environ 75° vers l'Est et s'enfoncent dans cette direction sous les calcaires urgoniens de la Forêt de Cagire.

Il résulte des observations qui viennent d'être exposées, que l'affleurement

gneissique du ravin du Job apparaît dans une boutonnière anticlinale, sous une couverture de terrains secondaires dont la succession, masquée par le métamorphisme sur la rive gauche du Job, se révèle parfaitement régulière sur les pentes occidentales de la Forêt de Cagire, où le métamorphisme décroît très rapidement de l'Ouest à l'Est.

Le gneiss du ravin du Job montre, à la faveur d'un brusque accident anticlinal, à plus de 1.000 mètres en contre-bas des crêtes du Gar et du Cagire, entre les socles anciens de la Barousse et de Milhas, la réapparition du tréfonds hercynien sous la couverture commune à ces deux massifs.

B. — LE SYNCLINORIUM DU GAR ET DU CAGIRE

J'en viens à l'étude du prolongement oriental du Synclinal du Gar, au delà du méridien du ravin du Job, dans le massif montagneux du Cagire, où se poursuivent les terrains secondaires, étroitement resserrés entre la Zone axiale, au Sud, et le Massif de Milhas, au Nord. J'ai déjà établi (p. 460) la continuité entre les calcaires urgoniens du Gar et ceux du sommet 1717 et du Pic de l'Esclette à travers la crête qui domine le vallon de Boutx. Ce fait étant acquis, j'examinerai d'abord la crête du Cagire, puis ses pentes orientales jusqu'à la vallée du Ger.

1. — La crête du Pic de Cagire : l'accident anticlinal du Pas de l'Ase

Représentant, à l'Est de la gorge du Job, la branche orientale du V ouvert au Nord dont le sommet occupe le pic 1717 et dont la branche occidentale mène par le Col de Caoubo au Pic du Gar, la crête du Cagire est orientée SW-NE. Elle passe par le Pic de l'Esclette (1.836 m.), le pic 1843, le Sommet de las Parets, s'abaisse jusqu'à 1.709 mètres au Pas de l'Ase, puis se relève à nouveau jusqu'au Sommet de Pique-Poque (1.899 m.) et au Pic de Cagire (1.912 m.), au delà duquel elle s'abaisse très rapidement jusqu'au vallon de la Fontaine de Plaède.

Ainsi que l'indique la figure 61, la crête du Cagire est exclusivement constituée par des terrains du Crétacé inférieur, depuis le sommet 1717 jusqu'au Pas de l'Ase. La crête calcaire est interrompue par une étroite bande de calcschistes noirs de l'Aptien supérieur au Nord du Pic de l'Esclette, lui-même constitué par des calcaires urgoniens. L'affleurement de calcschistes, venant de la direction du Col d'Aillos, contourne le pic par sa face occidentale et, redescendant sur ses pentes méridionales dans la direction de la cabane d'Escalet de Salanéra, s'élargit considérablement au NW du Col de Mente. Les schistes d'Escalet de Salanéra fournissent les mêmes ammonites pyriteuses, en particulier *Parahoplites Deshayesi*, que les intercalations schisteuses du Gar. Au Nord du Pic de l'Esclette, une autre intercalation schisteuse de l'Aptien occupe le thalweg du profond ravin menant à la Fontaine de Larreit et remonte presque jusqu'à la crête urgonienne. Indépendamment de ces intercalations de

schistes aptiens, toute la crête jusqu'au Pas de l'Ase, ainsi que ses pentes orientales, sont constituées par des calcaires urgoniens très redressés¹. On peut, en effet, suivre sans aucune discontinuité, depuis le sommet 1717 jusqu'au Pas de l'Ase, par le pic 1843 et le Sommet de Las Parets, des calcaires compacts, semi-cristallins, plus ou moins foncés, presque partout pétris de restes organiques (Spongiaires, Brachiopodes, Huîtres, radioles d'Oursins, etc...), dont certains, en particulier les sections de *Toucasia* et les Orbitolines, ne laissent aucun doute sur l'âge de la formation.

Au Pas de l'Ase (fig. 63)

surgit brusquement, sous la crête urgonienne du Sommet de Las Parets, le noyau triasique d'un anticlinal court et dissymétrique dont les dolomies jurassiques du Sommet de Pique-Poque représentent le flanc septentrional. Le Dogger et la presque totalité du Lias sont étirés dans le flanc méridional de ce pli. En effet, les calcaires à Orbitolines du Sommet de Las Parets, dans lesquels est assez nettement dessiné une charnière synclinale couchée vers le Sud, sur-

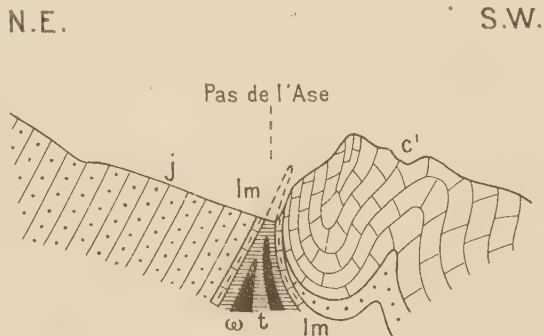


Fig. 63. — Coupe de l'accident anticlinal du Pas de l'Ase (détail de la coupe de la figure 61). — Echelle approximative : 1/10.000.

t Trias; ω ophite; lm brèches calcaïres métamorphiques du Lias; j dolomies jurassiques; c' calcaires urgo-aptiens.

montent, seulement par l'intermédiaire de quelques bancs de calcaires bréchoïdes métamorphiques pétris de cristaux de dipyre, le Trias du Pas de l'Ase. L'étroit couloir du Pas de l'Ase est traversé par une bande de marnes rouges et vertes du Keuper, accompagnées de calcaires jaunâtres et de quelques bancs gypseux. On trouve aussi, au milieu de ces couches triasiques, des blocs épars d'ophite, ainsi que des brèches, vraisemblablement tectoniques, dont les éléments sont des calcaires métamorphiques et des blocs d'ophite. Les splendides dolomies jurassiques noires, qui forment la crête depuis le Pas de l'Ase jusqu'au Sommet de Pique-Poque, appartiennent au flanc nord de l'Anticlinal du Pas de l'Ase. Elles surmontent le noyau triasique du pli par l'intermédiaire de quelques bancs calcaires qui doivent représenter le Lias inférieur.

Les dolomies jurassiques, ceinturées par les calcaires urgoniens, recouvrent

¹ La discontinuité tectonique indiquée dans ces parages par la Feuille de Bagnères-de-Luchon au 1/80 000 ne résiste pas à un examen approfondi du terrain. Sur toute la crête, du Pic de l'Esclette au Sommet de Las Parets, que traverseraient, d'après cette carte, des bandes régulières de tous les terrains secondaires, depuis le Lias inférieur jusqu'à l'Urgo-Aptien, on ne quitte pas les calcaires urgoniens à Orbitolines et à *Toucasia*.

une grande partie des pentes occidentales du Sommet de Pique-Poqué. Elles y montrent des intercalations calcaires, formant de longues crêtes rocheuses d'un blanc éclatant, dont la disposition rappelle tout à fait celle des niveaux calcaires interstratifiés dans les dolomies jurassiques du Pic du Gar. Vers le Nord, les dolomies s'envoient rapidement sous les calcaires urgoniens du Pic de Cagire, dont une étroite bande, accompagnée d'une intercalation schisteuse, forme toute la ligne de crête entre le Pic de Cagire et le Sommet de Pique-Poqué et vient se terminer en hauteur sur les dolomies quelques centaines de mètres au Sud de ce dernier sommet.

Il est difficile de suivre, de part et d'autre du Pas de l'Ase, le noyau triasique de l'anticlinal. Sur le versant occidental du col, on perd tout de suite l'affleurement triasique sous les éboulis et les pelouses dans le ravin qui descend vers la cabane d'Arguenos. Vers l'Est, dans le ravin qui part en direction de la Fontaine de Larreit, le Trias gypseux et l'ophite disparaissent sous de puissants éboulis à une vingtaine de mètres à peine sous le col. Il ne fait cependant pas de doute qu'ils s'y poursuivent, car la Fontaine de Larreit se trouve située, au bas de ce ravin, sur un vaste affleurement d'ophite¹, au contact duquel j'ai découvert des affleurements de marnes rouges triasiques qui indiquent le prolongement des couches du Pas de l'Ase. L'accident anticlinal est ici encore très brusque et le flanc méridional du pli est en grande partie étiré, puisque l'ophite de la Fontaine de Larreit se montre au contact des calcaires urgoniens et des calcschistes noirs à *Exogyra aquila* sur lesquels est bâtie la cabane de Larreit.

2. — Les pentes orientales du Cagire jusqu'à la vallée du Ger

A l'Est de la crête du Cagire et jusqu'à la vallée du Ger, l'accident anticlinal du Pas de l'Ase s'étant ennoyé aux abords de la Fontaine de Larreit, les couches secondaires montrent, entre le Massif de Milhas et la Zone axiale, une disposition synclinale d'ensemble, seulement compliquée par le repli anticlinal que traduit la bande de dolomies jurassiques de la Fontaine de Plaède. Le secteur est presque uniquement constitué par des calcaires urgoniens, plus ou moins métamorphiques, que traversent plusieurs massifs de lherzolite. Cependant, sur le bord méridional de la couverture secondaire qui se relève au contact de la Zone axiale, on peut observer, à sa base, les couches jurassiques et liasiques.

Les roches vertes et le métamorphisme des calcaires. — Le métamorphisme qui affecte les couches secondaires dans le secteur compris entre la crête du Cagire et la vallée du Ger, est très inégalement réparti. Il est beaucoup plus localisé que ne le laisserait supposer la lecture de la Feuille de Luchon et

¹ Le pointement d'ophite de la Fontaine de Larreit, en relation avec des marnes triasiques, est entièrement distinct du vaste massif de lherzolite situé sur les pentes orientales du Sommet de Pique-Poqué. Il en est séparé par un affleurement de calcaires métamorphiques.

l'on observe qu'il est toujours beaucoup plus accentué au voisinage des massifs de lherzolite.

Les deux principaux pointements de lherzolite sont celui des pentes orientales du Sommet de Pique-Poque et celui de l'Est du Col d'Aillos ¹. Le premier se développe sur les pentes situées au Nord du sentier de la Fontaine de Larreit au Col d'Aillos et remonte, dans la forêt et, au-dessus de celle-ci, dans les pelouses, jusqu'à peu de distance du Sommet de Pique-Poque. Plus vaste que le précédent, le massif de lherzolite de l'Est du Col d'Aillos affecte une forme grossièrement pentagonale. Il est recoupé par le sentier de la Fontaine de Larreit à l'Hermite et à Hennemorte. La lherzolite occupe, sur la ligne de crête, le sommet 1122 et le mamelon qui mène au Col d'Aillos; elle redescend vers le Nord, où elle atteint presque les granges de l'Hermite. Au SE du sommet 1122, la roche éruptive se poursuit dans la direction de l'affleurement de Lacus dans la vallée du Ger, par l'intermédiaire duquel il se relie au massif du Sourd.

Relativement à la répartition du métamorphisme et à sa localisation autour des massifs de lherzolite, je signalerai les observations suivantes. La zone de métamorphisme maximum comprend une bande dirigée E-W, qui enveloppe les deux pointements de lherzolite qui viennent d'être décrits. Au contact de la lherzolite de Pique-Poque, les dolomies jurassiques et les calcaires urgoniens sont transformés en un calcaire marmoréen blanc. Tout le long du chemin de la Fontaine de Larreit au Col d'Aillos, les calcaires sont marmorisés; ils le sont aussi au voisinage du sommet 1122 et dans la vallée du Ger, dans la région de Coulédoux.

Au Sud de la zone qui vient d'être définie, les calcaires ne sont généralement pas métamorphiques. J'ai déjà dit (p. 472) que les intercalations calcschisteuses du Pic de l'Esclette et de la cabane de Larreit sont riches en restes organiques. Je signalerai, de même, que le sommet 1380, au Nord du Col de la Clin, est formé de calcaires urgoniens pétris de *Toucasia* ². Les calcaires secondaires ne redevennent métamorphiques qu'au contact immédiat de l'ophite du Col de Mente. La zone marmorisée n'atteint que quelques mètres de puissance au Nord du Col de la Clin.

La bordure méridionale de la série du Cagire; son contact avec la Zone primaire axiale. — Le massif d'ophite du Col de Mente. — Au Nord du Permo-Trias, dont ils sont séparés par les dépôts glaciaires encombrant le vallon qui court de Boutx au Col de Mente, le Lias et le Dogger sont reconnaissables sur les pentes méridionales du sommet 1717 et du Pic de l'Esclette (pl. VIII,

¹ Tandis que la Feuille de Bagnères-de-Luchon au 1/80.000 indique une large bande de roche éruptive, désignée *o*l (ophite, lherzolite) sans autre précision, continue depuis la Fontaine de Larreit jusqu'à la vallée du Ger et se poursuivant au delà dans le massif du Sourd, le pointement de lherzolite de l'Est du Col d'Aillos est entièrement indépendant de celui qui occupe les pentes orientales du Sommet de Pique-Poque.

² C'est près du point 1380 que Roussel [265] a trouvé dans les calcaires un *Horiopleura* rapporté par Munier-Chalmas à *H. Lamberti*. M. H. Douvillé [424] s'appuie sur la découverte de ce fossile pour attribuer à l'Albien les calcaires à Réquiniens du Gar et du Cagire.

coupe 36). Discontinus sous les éboulis et les brèches de pentes, les témoins de ces terrains, que l'on trouve au Nord et au NE de Rougé, indiquent le prolongement des mêmes couches observées sur les deux versants du vallon de Boutx. Leur affleurement le plus vaste et le mieux caractérisé se montre au Nord de la grange Rougé. En cet endroit, la route recoupe dans son lacet inférieur des calcaires liasiques métamorphiques et dans son lacet supérieur des schistes du Lias moyen, eux-mêmes profondément modifiés et chargés de minéraux. Ces schistes sont surmontés par des dolomies jurassiques noires, presque normales, qui remontent vers le Nord à peu de distance de la crête d'Escalet de Salanéra, où leur succèdent les calcaires urgoniens à *Toucasia* et les calcschistes à *Exogyra aquila* des pentes méridionales du Pic de l'Esclette. Il est intéressant de remarquer, une fois de plus, combien la répartition du métamorphisme est inégale. On voit, au-dessus de la grange Rougé, une série secondaire, dont le métamorphisme a profondément modifié les termes de base, calcaires et schistes du Lias, tandis que plus haut, où les couches crétacées sont intactes, il s'atténue progressivement, jusqu'à disparaître.

Au-dessus de Las Pales, on atteint, dans les lacets de la route, un vaste affleurement d'ophite qui prend vers le Col de Mente et le Col de la Clin, au Nord des grès permo-triasiques qui recouvrent directement la Zone primaire axiale, un très grand développement. L'ophite est en contact sur son bord septentrional avec des calcaires secondaires très marmorisés pour lesquels toute attribution d'âge précise est impossible. Pour pouvoir reconnaître à nouveau les couches de base de la série secondaire, il faut atteindre la vallée du Ger. A l'Est de Plan-du-Rey, le Permo-Trias s'étire sur le front de la Zone axiale.

Coupe de la vallée du Ger (pl. VIII, coupe 35). — A 4 kilomètres environ à l'Est de la crête du Cagire, la vallée du Ger offre une belle coupe des terrains secondaires, resserrés entre la Zone axiale et le Massif de Milhas. La série secondaire est renversée et affectée de plusieurs replis. Elle est profondément atteinte par le métamorphisme, sauf sur la bordure immédiate du Massif de Milhas et sur celle de la Zone axiale.

Le Ger recoupe successivement, du Nord au Sud, en aval des schistes siluriens de la Zone axiale, des bandes régulières, dirigées E-W, des couches suivantes :

1° des calcaires du Lias inférieur, à la base desquels j'ai découvert un petit pointement d'ophite dans le vallon qui, de l'Ouest, descend à Couéou ;

2° des schistes liasiques ;

3° des dolomies noires du Jurassique moyen ;

4° des calcaires urgoniens. Ceux-ci, comme les couches précédentes, plongent de 45° au Sud. Ils deviennent rapidement métamorphiques vers le Nord.

5° Dans la partie de la coupe comprise entre le vallon de Ger de Boutx et le confluent du Ger et du ruisseau du Col de Portet-d'Aspet, la marmorisation des couches est telle qu'il est très difficile de distinguer les calcaires urgoniens des couches secondaires plus anciennes. Toutefois, l'existence des pointements ophitiques de Ger de Boutx et de Couret, celle de la bande de schistes métamorphi-

ques à dipyre qui coupe le thalweg au Nord de Lacus, enfin celle d'un affleurement de dolomies très métamorphiques qui prolonge manifestement la bande anticlinale de la Fontaine de Plaède, traduisent plusieurs replis dans la puissante masse métamorphique, au sein de laquelle je signale aussi la bande de lherzolite de Lacus.

A la bifurcation des routes du Col de Portet et de Sengouagnet les calcaires urgoniens ne sont plus métamorphiques ; ils se relèvent plus au Nord sur les termes suivants :

6° les dolomies jurassiques d'Hennemorte ;

7° les calcaires dolomitiques du Lias ;

8° le granite du Massif de Milhas.

Au delà de la vallée du Ger, le Synclinorium du Gar et du Cagire se continue par le Synclinal des schistes métamorphiques de la Bellongue. Celui-ci s'allonge entre la Zone axiale, au Sud, et les affleurements paléozoïques de l'accident anticlinale de Béouch et d'Alas, qui, sur sa bordure septentrionale, établissent la jonction entre le Massif de Milhas et celui des Trois-Seigneurs.

II. — LA COUVERTURE SECONDAIRE DU MASSIF DE LA BAROUSSE A L'OUEST DE LA VALLÉE DE LA GARONNE, JUSQU'A L'ENNOYAGE OCCIDENTAL DU MASSIF

Au delà de la vallée de la Garonne, la couverture secondaire du Massif de la Barousse se poursuit régulièrement jusqu'à la terminaison occidentale du massif, d'une part sur sa bordure septentrionale, où se prolonge la série de Frontignan et de Galié, d'autre part au Sud du massif, où une étroite bande de calcaires marmoréens, pincée entre la Barousse et la Zone axiale, indique le prolongement des calcaires de Saint-Béat.

A. — LA BORDURE MERIDIONALE DU MASSIF DE LA BAROUSSE A L'OUEST DE LA VALLÉE DE LA GARONNE

La bande des calcaires marmoréens de Cierp, de Sost et de Sarraucolins. — La disposition que l'on peut observer en avant de la Zone axiale, sur la rive gauche de la Pique et de la Garonne (pl. VIII, coupe 39), reproduit, à peu de choses près, celle que révèle la coupe de leur rive droite (coupe 38). Le prolongement de la bande calcaire marmoréenne du Cap de Ric y est représenté, entre la Zone axiale, au Sud, et le granite du Som d'Olivés (Massif de la Barousse), au Nord, par les calcaires marmorisés qui dominent le village de Cierp. Ces calcaires, blancs ou gris, très marmoréens et très purs, exploités comme pierre à chaux, sont identiques à ceux de Saint-Béat.

Les relations des calcaires marmoréens de Cierp avec la Zone primaire axiale sont mises en évidence par la succession que révèle la figure 64, ainsi que la coupe 39 de la planche VIII. Du Sud au Nord :

- 1° calcaires griottes du Dévonien supérieur ;
- 2° schistes houillers, présentant à leur base les bancs de lydiennes à nodules phosphatés qui sont exploités dans la mine de Cierp ;
- 3° schistes, psammites et poudingues quartzeux rouges du Permo-Trias. Cette formation est nettement discordante sur les couches précédentes. Très redressée, elle plonge de 80° vers le Nord ;
- 4° une formation bréchique, le *magma de Cierp* ;
- 5° les calcaires secondaires marmoréens du rocher de Cierp, qui sont subverticaux sur leur bordure méridionale ;
- 6° les gneiss et le granite du Som d'Olivés.

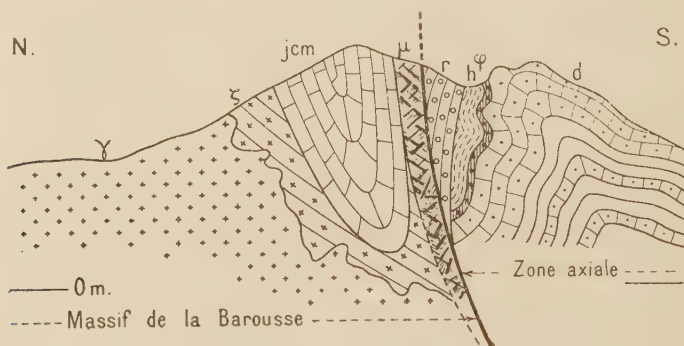


Fig. 64. — Coupe de la rive gauche de la Pique aux environs de Cierp.
Echelle : 1/20.000.

γ granite ; ζ gneiss ; d Dévonien (calcaires griottes et intercalations calcschisteuses) ; h Carbonifère (φ banc de lydiennes à nodules phosphatés) ; r Permo-Trias ; jcm calcaires marmoréens jura-crétacés ; μ magma de Cierp.

La formation bréchique, intercalée entre les calcaires marmoréens de Cierp et les couches permo-triasiques de la couverture discordante posthercynienne de la Zone axiale, que je désigne, après Leymerie [214, p. 375] et Caralp [63, p. 390], sous le nom de *magma de Cierp*, est un élément nouveau, que nous n'avons pas rencontré sur la rive droite de la Pique. Que représente cette formation ?

Le magma de Cierp, que l'on peut observer dans de très bonnes conditions au-dessus du village dont il porte le nom, est un complexe conglomératique, d'aspect très bréchoïde, dont les éléments, qui sont schisteux ou granitiques, sont tous empruntés au Primaire. Le caractère fortement bréchoïde est spécial à la partie septentrionale de la formation, où une masse sans stratification de conglomérats à fragments anguleux de schistes primaires, de schistes cristallins verts et de granite représente une véritable *brèche de friction*. Cette brèche est

suivie vers le Sud par un affleurement de schistes primaires d'allure très froissée, qui s'étend jusqu'au contact du Permo-Trias.

Le magma de Cierp représente une lame hercynienne enracinée en avant de la Zone axiale. Le fait de son enracinement est le fait essentiel ; mais on doit aussi se demander si cette lame est en continuité par-dessous la bande secondaire marmoréenne avec le socle hercynien du Massif de la Barousse, ou si elle constitue une écaille indépendante, à la fois, de la Zone axiale et du Massif de la Barousse. Le seul examen de la coupe de Cierp ne permet pas de répondre à cette question ; mais l'étude de parages plus occidentaux fournit la solution du problème posé.

Après une interruption d'environ 5 kilomètres suivant le contact du Permo-Trias du Sommet de la Ruère de Binos et du granite du Bois de Hourmigué, la bande des calcaires marmoréens reprend au Sud de Sost, dans la vallée de la Barousse. Elle forme, au delà, le Pic de Mont-Las et se poursuit sur la bordure méridionale du Massif de la Barousse jusqu'à Sarrancolin. Jusqu'à l'approche de la vallée de la Neste, les couches secondaires qui constituent cette bande, se montrent fortement métamorphisées. Suivant son axe court un synclinal de schistes albiens métamorphiques, au-dessus des calcaires, eux-mêmes recristallisés et par place chargés de dipyre. Mais, à la traversée de la vallée de la Neste, comme sur la rive gauche de cette rivière, le métamorphisme disparaît et dans le prolongement de la bande marmoréenne se montre, dans la montagne de la Soule, une série de couches posthercyniennes normales qui affectent une disposition synclinale typique. Ces couches secondaires succèdent régulièrement au noyau ancien de la Barousse et prennent part à l'enveloppement périelinal de celui-ci. Sur leur bord méridional, elles recouvrent un affleurement paléozoïque qui occupe une situation comparable à celle de la lame de Cierp par rapport aux calcaires marmoréens.

Il résulte de cette disposition que la bande des calcaires marmoréens de Saint-Béat, de Cierp et de Sarrancolin qui, vers les deux extrémités du Massif de la Barousse, aussi bien vers l'Ouest au delà de la Neste, que vers l'Est au delà du Cap det Mount et du vallon de Boutx, passe à une série secondaire normale, indemne de métamorphisme et en connexion directe avec le substratum primaire, représente la retombée méridionale de la couverture du Massif de la Barousse.

En même temps, la continuité profonde entre le Primaire de la Barousse et l'affleurement paléozoïque de Sud de la Montagne de la Soule, évidente à l'Ouest de la Neste, nous amène, par voie de conséquence, à considérer la lame des schistes primaires et du magma de Cierp comme appartenant au socle hercynien de la Barousse. La même interprétation me paraît devoir être invoquée relativement à la lame de schistes paléozoïques à faciès silurien figurée par la Feuille de Bagnères entre les sommets 1806 et 1884, entre les calcaires métamorphiques, au Nord, et une bande de Keuper ophitique qui, au Sud, précède les grès permo-triasiques du Col de Gembre et du Col de Laous ; cette lame pri-

maire occuperait une situation comparable à celle des schistes primaires et du magma de Cierp.

Si la bande des calcaires marmoréens, exception faite pour quelques décollements et accidents locaux ¹, succède régulièrement aux couches primaires de la Barousse, dont elle représente la couverture secondaire en place, *elle est, par contre, limitée sur son bord méridional par un contact anormal important qui la sépare du revêtement posthercynien de la Zone axiale.*

Dans la coupe de Cierp (pl. VIII, coupe 39), sur la rive gauche de la Pique, l'existence de la lame paléozoïque et du magma de Cierp, intercalés entre les calcaires secondaires et le Permo-Trias, révèle l'existence d'un contact anormal sur le front de la Zone axiale. Plus à l'Ouest, le contact du massif granitique du Som d'Olivés et du Permo-Trias du Sommet de la Ruère de Binos indique aussi un accident tectonique important. Au delà de Sost, les rapports de la bande marmoréenne et de la couverture propre de la Zone axiale conservent le même caractère anormal. Soit directement, soit par l'intermédiaire de la lame primaire qui vient d'être signalée au Nord du Col de Gembre, la couverture métamorphique de la Barousse vient en contact avec la bande permo-triasique qui borde le front de la Zone axiale. Le Permo-Trias est localement accompagné d'un affleurement de Keuper et d'un assez vaste pointement d'ophite au NW du Col de Gembre.

Enfin, dans le Bois de Sarrancolin, le bord méridional de la bande des calcaires marmorisés prend en écharpe le marbre de Sarrancolin et les schistes noirs de Beyrède. Ces dernières couches, qui, dans la vallée de la Neste, complètent à son sommet la couverture posthercynienne, débutant avec le Permo-Trias, propre à la Zone axiale, semblent donc bien être indépendantes du revêtement du Massif de la Barousse.

La bande des calcaires secondaires marmoréens de Cierp et de Sarrancolin représente la retombée de la couverture posthercynienne du Massif de la Barousse dans le flanc méridional de ce grand anticlinal de fond. Sur le bord méridional de la bande marmoréenne court le contact anormal majeur qui sépare du socle hercynien de la Barousse et de sa couverture secondaire la Zone axiale et son revêtement propre.

B. — LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU MASSIF DE LA BAROUSSE

A L'OUEST DE LA VALLÉE DE LA GARONNE

Au Nord des terrains cristallins et primaires du Massif de la Barousse (granite du Som d'Olivés et du Bois de Hourmigué, gneiss et schistes métamorphiques d'Esténois, schistes ordoviciens de Saléchan, schistes carburés gothlandiens des Bains de Siradan), la coupe de la rive gauche de la Garonne (pl. VIII,

¹ C'est à un de ces accidents locaux que l'on doit rapporter la lame de dolomies jurassiques signalée par Viennot [302, p. 97], entre le Lias et le Permo-Trias, au Nord de l'église de Sarrancolin.

coupe 39) intéresse une série secondaire subverticale, dont la succession, régulièrement ascendante du Sud vers le Nord, révèle le prolongement direct dans la montagne du Som det Chay de tous les termes de la série de Frontignan et de Galié.

Au Nord des alluvions de la vallée de Siradan, qui masquent localement le contact du Primaire et du Secondaire, le Lias inférieur de Sainte-Marie prolonge celui d'Antichan. Il est surmonté par une bande de Lias schisteux qui prolonge, au delà de la Garonne, celle qui affleure à l'embranchement des routes du Col des Ares et de Saint-Pé-d'Ardet. Plus haut, la dolomie jurassique de Bagiry correspond à celle d'Ore et les calcaires urgoniens, qui occupent la crête du Som det Chay, à ceux de Galié. Enfin, les schistes albiens de Samuran et de Bertren et les intercalations calcaires qu'ils comportent indiquent le prolongement des mêmes couches de la bande de Sauveterre et de Payssous. Il convient de remarquer que, contrairement à ce qu'indique la Feuille de Bagnères, les couches secondaires, qui viennent d'être énumérées, ne sont nullement métamorphiques, pas plus que ne le sont, d'ailleurs, celles de l'Anticlinal du Col des Ares, dont elles représentent le prolongement occidental.

A l'Ouest de la coupe qui vient d'être décrite, c'est-à-dire à l'Ouest du méridien de Siradan, toutes les couches secondaires se poursuivent vers le SW, dans la direction de Thèbe et de Mauléon-Barousse, à travers la montagne du Som det Chay, en bandes continues parallèles à la vallée de Siradan. La série se complète à sa base par du Trias gypseux et de l'ophite.

La continuité des terrains secondaires de part et d'autre du ravin de Picamil, dans lequel la bande N-S de marnes albiennes figurée par la Carte géologique interrompt au contraire toute régularité, a été mise en évidence en 1927 par MM. Jacob et Astre [158].

La base du ravin de Picamil montre un petit affleurement de schistes siluriens. Au-dessus affleurent, discontinus sous les éboulis et les alluvions glaciaires, des argiles jaunâtres et des cargneules terreuses qui représentent le Keuper et s'accompagnent d'une masse d'ophite qui, développée plus à l'Ouest, disparaît ici sous les alluvions. L'ophite est surmontée par les escarpements calcaires du Lias inférieur. La bergerie de Picamil est elle-même installée sur un petit plateau suspendu au-dessus de la barre calcaire et occupé par des schistes noirs et des bancs calcaréo-gréseux subordonnés dont la faune toarcienne et aalénienne est depuis longtemps connue¹. Les couches, qui étaient subverticales à la traversée de la Garonne, sont renversées au Nord au voisinage du ravin de Picamil. Leur pendage moyen est de 75° vers le Sud ; il atteint, par place, 50° pour les bancs les plus élevés du Lias inférieur. Il en résulte une inflexion très nette des contours vers le Sud à la traversée du ravin de Picamil. Les calcaires remontent, de part et d'autre du ravin, dans deux éperons rocheux, celui du versant oriental étant le mieux indiqué, tandis que les schis-

¹ La faune du Lias schisteux de Picamil a été signalée en 1899 par Caralp [71]. Voir, outre, la liste donnée par MM. Jacob et Astre [158, p. 284].

tes liasiques redescendent assez bas vers le Sud dans le thalweg du ravin, avant de plonger sous le Lias calcaire. Si je crois devoir insister sur cette disposition de détail, c'est parce qu'elle explique l'amorce de bande schisteuse redescendant vers le Sud dans le ravin de Picamil.

Au-dessus de la bande continue de schistes liasiques qui passe à la bergerie de Picamil, le sentier, gravissant les pentes méridionales du Som det Chay, recoupe les dolomies jurassiques.¹ qui prolongent celles de Bagiry et atteint, sur la crête, les calcaires urgoniens plongeant de 80° vers le Sud. La crête du Som det Chay, en partie recouverte par des alluvions glaciaires, est très boisée, ainsi que les pentes septentrionales de cette montagne. L'observation n'y est pas aisée ; on peut, cependant, y constater la continuité des couches urgoniennes, ainsi que le passage progressif et régulier de celles-ci aux schistes à intercalations calcaires de la région de Samuran vers le Nord.

A 1500 mètres à l'Ouest du ravin de Picamil, la coupe 40 de la planche VIII, relevée un peu à l'Est du village de Thèbe, montre, au-dessus des schistes siluriens du Massif de la Barousse, qui affleurent sur la route, une succession régulière de couches secondaires très redressées comportant :

- 1° des marnes triasiques et des dolomies terreuses subordonnées² ;
- 2° le Lias inférieur, formant une barre calcaire qui traverse le village de Thèbe ;
- 3° les calcaires marneux et les schistes du Lias moyen et supérieur³ ;
- 4° les dolomies jurassiques, admettant une intercalation calcaire assez puissante ;
- 5° les calcaires urgoniens qui se poursuivent vers le Nord sans discontinuité jusqu'à Gembric et auxquels succèdent au delà :
- 6° les schistes aptiens supérieurs et albiens de Gaudent et de Créchets.

Ainsi, depuis la vallée de la Garonne jusqu'à celle de la Barousse, la disposition reste inchangée. *Sur la bordure septentrionale du Massif de la Barousse,*

¹ Les dolomies jurassiques des pentes méridionales du Som det Chay, semi-cristallines dans la majeure partie de leur affleurement, montrent, surtout à leur base, des intercalations de dolomies calcarifères, de calcaires dolomitiques et de calcaires présentant une structure oolithique très nette. M. Cayeux a étudié ce complexe qui, ainsi qu'une série analogue provenant des environs de Balaguères, lui a fourni, dit cet auteur dans une publication toute récente [408], « tous les passages entre les *oolithes calcaires* et les *oolithes dolomitiques*, de même qu'il réalise toutes les transitions entre les calcaires non magnésiens et les dolomies typiques ». Contrairement à l'opinion antérieurement formulée par Longchambon [220] qui avait invoqué une sédimentation magnésienne, M. Cayeux a pu établir l'origine épigénique des dolomies jurassiques pyrénéennes :

« En résumé, les dolomies jurassiques des Pyrénées fournissent un témoignage particulièrement décisif en faveur d'une origine épigénique. Tout prouve qu'elles ont pris la place d'un calcaire fossilifère, déjà magnésien dès le principe, dans la mesure du degré de fréquence des restes d'Echinodermes, et plus ou moins oolithique ».

² La grande masse d'ophite qui surmonte la route entre Thèbe et Siradan, n'apparaît qu'à l'Est de cette coupe.

³ Ces couches sont très fossilifères. Consulter les listes données par M. Dubar [428, p. 155 et p. 496].

la série de Siradan se poursuit vers l'Ouest, au delà du ravin de Picamil, dans la direction de Thèbe et de Mauléon-Barousse.

C. — LA TERMINAISON OCCIDENTALE DU MASSIF DE LA BAROUSSE

La série de Siradan et de Thèbe, prolongement occidental de la série de Frontignan et de Galié, et, par voie de continuité, de la série du Gar, se poursuit à l'Ouest de Mauléon-Barousse, sur le bord septentrional du Massif de la Barousse, jusqu'au delà de la vallée de la Neste, où elle enveloppe la terminaison périantyclinale du massif hercynien.

La bibliographie récente relative à la terminaison occidentale du Massif de la Barousse est très copieuse. Je n'ai nullement l'intention d'analyser ici en détail les diverses publications qu'elle comporte, pas plus que je ne donnerai une description structurale détaillée du secteur considéré, ne l'ayant personnellement parcouru que très rapidement. Après de longues discussions, l'accord s'est fait pleinement et tout le monde admet aujourd'hui, que contrairement aux indications de la Feuille de Bagnères-de-Luchon et aux conclusions formulées dans sa thèse [289, p. 111, pl. XII] par Viennot, le Massif de la Barousse s'enracine à sa terminaison occidentale sous un manteau continu de couches secondaires. Ce fait capital, depuis longtemps parfaitement mis en lumière, il faut bien le dire, par les contours de la Feuille de Luz, contiguë à celle de Bagnères, contours dus à Carez et à M. Bresson, a été reconnu à nouveau par Viennot, qu'une étude des environs de Haut-Nistos [290] amena à abandonner sa première interprétation, et par M. Astre [3].

En s'inspirant de ces derniers travaux et d'une note plus récente de Viennot [302], il est aisé de brosser rapidement le tableau suivant des relations structurales du socle hercynien de la Barousse avec sa couverture de terrains secondaires vers l'extrémité occidentale du massif.

A l'Ouest de Mauléon-Barousse, une série posthercynienne, débutant à sa base par du Permo-Trias et montrant, jusqu'aux couches schisteuses de Gaudent, une succession parfaitement régulière comportant Lias calcaire, Lias schisteux, Jurassique moyen et Urgo-Aptien, se poursuit sur le bord septentrional du Massif de la Barousse, *sans présenter la moindre trace de discontinuité tectonique*. La série secondaire, parfaitement régulière, est seulement affectée à l'Ouest du Pic de Pécare, dans la région de Haut-Nistos, par un repli anticlinal dirigé au NE qui est l'amorce de l'anticlinal jalonné par la bande calcaire de Seich et de Pibiran. Dans l'axe de ce repli s'engagent, sur la rive droite du ruisseau de Castenne, le Permien et le Trias, tandis que, plus au Sud, un petit synclinal jurassique prolonge le pli dissymétrique du Pic de Pécare.

A l'Ouest de la vallée de Nistos, la même série secondaire que celle repliée dans l'Anticlinal de Haut-Nistos et dans le Synclinal du Pic de Pécare se poursuit vers le Col de Stivère, redescend à la vallée de la Neste qu'elle traverse orthogonalement vers Rebouc, au Nord des terrains primaires du Massif de la

Barousse, et, remontant ensuite dans le ravin de Bouchedet, où la succession est encore complète et régulière, atteint la terminaison occidentale du socle hercynien de la Barousse. Au delà de la plongée vers l'Ouest du noyau primaire du Massif de la Barousse, l'axe anticlinal se poursuit dans la couverture de terrains secondaires, où il est jalonné par la bande triasique qui part en direction du Col de Lhéris.

A sa terminaison orientale, le Massif de la Barousse s'enracine, en avant de la Zone primaire axiale, sous un manteau continu de couches secondaires.

Conclusions. — Le Massif de la Barousse s'enracine en avant de la Zone axiale. A ses deux extrémités, il s'ennoie périclinalement sous un manteau continu de couches secondaires, qui n'est que le prolongement de celui sous lequel, plus à l'Est, le Massif de Milhas occupe, lui aussi, la même position profonde.

Vers l'Est, le Massif de la Barousse plonge sous la série posthercynienne du Gar. Dans les couches de la série du Gar, deux anticlinaux, celui du Col des Ares et celui de Boutx, délimitent une zone intermédiaire d'allure synclinale, le Synclitorium du Gar et du Cagire. Celui-ci est affecté d'un accident très brusque qui fait réapparaître, au Sud d'Arguenos, entre la Barousse et le Massif de Milhas, le tréfonds hercynien dans l'affleurement de gneiss du ravin du Job. Plus à l'Est, le Synclinal du Gar se prolonge dans le Cagire; il s'y montre encore accidenté d'un anticlinal dissymétrique très aigu qui fait surgir, au milieu de la crête urgonienne du Cagire, le Trias et les dolomies jurassiques du Pas de l'Ase et de Pique-Poque. Au delà vers l'Est, ce dernier accident ennoyé, la série secondaire devient métamorphique; elle atteint la vallée du Ger et se continue, entre le Massif de Milhas, au Nord, et la Zone primaire axiale, au Sud, suivant la série métamorphique de la Bellongue.

La retombée nord des couches du Gar constitue la série secondaire de Frontignan et de Galié qui est affectée par l'Anticlinal du Col des Ares. Sur la rive gauche de la Garonne, le Synclinal du Gar parti en hauteur sur le noyau cristallin et primaire de la Barousse, une succession régulière de terrains secondaires prolonge la série de Frontignan et de Galié et se poursuit sans discontinuité, sur le bord septentrional du massif ancien jusqu'au delà de la vallée de la Neste, où cette couverture discordante enveloppe la terminaison occidentale du massif.

Enfin, sur le bord méridional du Massif de la Barousse, court la bande des calcaires secondaires métamorphiques de Saint-Béat, de Cierp et de Sarrancolin. A ses deux extrémités, cette bande se montre en continuité, aussi bien vers l'Est avec la série du Gar, au delà du vallon de Boutx, que vers l'Ouest, au delà de la Neste, avec les couches indemnes de métamorphisme qui enveloppent la terminaison de la Barousse. La bande des calcaires marmoréens représente donc la retombée de la couverture posthercynienne du Massif de la Barousse au Sud de ce grand anticlinal de fond. Elle est suivie sur son bord méridional par le contact anormal qui sépare du socle hercynien de la Barousse et de sa couverture secondaire la Zone axiale et son revêtement propre.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Le problème général énoncé dans notre « Introduction », problème posé par les divergences d'interprétation entre les divers géologues qui ont successivement abordé l'étude structurale de la chaîne des Pyrénées, était, je dois le dire, résolu dans ses grandes lignes, dès l'automne 1928, dans plusieurs notes préliminaires publiées par M. Ch. Jacob et par ses élèves. Jointes à celles des années précédentes, les observations de l'été 1928, quoique très fragmentaires, mais embrassant suffisamment de points tout à fait caractéristiques, nous permettaient, à M. Jacob et à moi-même, de formuler, dans une note rédigée en vue de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Pyrénées, une opinion formelle quant à l'enracinement de tous les massifs nord-pyrénéens. Si tous les faits alors observés suffisaient pour justifier nos assertions d'ensemble, un long travail de coordination restait encore à assurer, nombre de levés détaillés à effectuer, avec le seul souci d'une représentation du terrain aussi conforme que possible, abstraction faite de toute idée théorique. C'est cette analyse structurale objective, embrassant la moitié orientale du versant nord-pyrénéen, qui est exposée dans le présent ouvrage. Les résultats apportent à notre première conception une confirmation constante et, avec elle, des compléments ; je voudrais maintenant en dégager les traits principaux.

Mes observations confirment bien qu'il faut rejeter l'existence, dans les Pyrénées centrales et orientales françaises, de grandes nappes amenant la superposition anormale de massifs hercyniens à des terrains secondaires. Je puis affirmer que, de la Méditerranée à la vallée de la Neste, tous les massifs anciens situés au Nord de la Zone axiale occupent une position profonde. Tous, sans exception, sont enracinés au Nord de la grande saillie médiane du socle hercynien et s'alignent, en avant de celle-ci, suivant plusieurs rides anticlinales du socle, plus ou moins importantes, plus ou moins morcelées. Ils sont séparés par de grandes cassures dont les plans, plus ou moins inclinés, oscillent, au voisinage de la surface, entre la verticale et des plongements qui ne sont jamais inférieurs à 45°.

L'énumération et le groupement des massifs anciens nord-pyrénéens fournissent, si on leur adjoint l'analyse des régions synclinales où la couverture discordante est conservée entre les éléments du socle, une sorte de canevas de la région étudiée. Rapidement brossée dans les pages qui suivent, l'étude de ce canevas, c'est-à-dire l'analyse morphologique des accidents, ressortit d'une tectonique purement descriptive, d'une tectonique « en arrêt ». Cette analyse four-

nit un schéma structural qui me permettra de caractériser ensuite le *style tectonique* nord-pyrénéen. Enfin, en terminant, me posant les questions les plus générales, j'essaierai, dans la mesure du possible, d'en reconstituer la genèse au cours de grandes phases successives.

I. — VUE D'ENSEMBLE SUR LA STRUCTURE DE LA PARTIE ORIENTALE DU VERSANT NORD DES PYRÉNÉES

Traduit graphiquement par la Carte géologique au 1/200.000 (pl. IX) et par le schéma structural au 1/500.000 (pl. IV), le tableau d'ensemble qui suit est, en quelque sorte, un résumé de tout l'ouvrage. Il vise à établir une coordination de notre analyse détaillée et à raccorder les conclusions d'ordre général formulées, chemin faisant, dans les différents chapitres de notre étude.

Dans un tel exposé descriptif, je pourrai, une fois de plus, considérer toutes les masses hercyniennes, aussi bien la Zone axiale que les massifs nord-pyrénéens indépendants, comme des blocs dont la structure intime n'est pas en cause. Sans doute, la tectonique hercynienne de ces massifs anciens, la mise en place des granites, qui les avaient indurés, avant que le vieux bâti ne soit repris dans une chaîne nouvelle, posent-elles encore de nombreux problèmes; mais ceux-ci sont tout à fait indépendants des questions traitées ici, si bien que nous pouvons considérer un certain nombre d'éléments du socle ancien morcelé, dans leurs relations entre eux et dans leurs rapports avec la couverture poststéphanienne discordante, sans envisager la structure propre de chacun des blocs élémentaires.

Nous examinerons successivement :

- 1^o le front nord-pyrénéen ;
- 2^o les blocs du socle hercynien et leur couverture antécénomaniennne ;
- 3^o les lambeaux de la couverture cénomaniennne discordante.

1. — LE FRONT NORD-PYRÉNÉEN

Signalons, dès l'abord, que tous les affleurements du socle hercynien s'alignent, au Nord de la Zone axiale et parallèlement à celle-ci, sur deux grandes rides anticlinales de fond, dont le relais s'opère entre l'Ariège et le Salat. Sur la plus frontale se situent, de la vallée de la Têt à celle du Salat, les Massifs de l'Agly, de Salvezines, de Bessède, du Saint-Barthélemy et de l'Arize ; sur la plus méridionale, de l'Ariège à la Neste, les Massifs des Trois-Seigneurs, de Milhas et de la Barousse.

L'étude du front nord-pyrénéen envisage les relations de la couverture propre

de ces massifs avec l'avant-pays de la chaîne. A ce sujet, il convient de faire une réserve relative au sens que l'on doit donner ici au terme d'avant-pays. En effet, vers l'extrémité orientale de la chaîne, entre les Massifs nord-pyrénéens de l'Agly et de Salvezines et le bassin de Carcassonne, le Massif du Mouthoumet occupe une situation intermédiaire qu'il s'agit de préciser tout de suite.

Le *Mouthoumet* a, d'une façon générale, été considéré comme totalement distinct de l'édifice pyrénéen. Les auteurs reconnaissant aux Pyrénées un style alpin de chaîne géosynclinale, considéraient ce massif comme partie intégrante de l'avant-pays de la chaîne, avant-pays qu'ils qualifiaient volontiers de « sous-pyrénéen ». Mais je ne saurais personnellement trop insister sur le fait, déjà mis en lumière par M. Ch. Jacob, qu'à bien des titres le Massif du Mouthoumet s'incorpore au contraire à l'édifice pyrénéen. Les Pyrénées constituent, en effet, une chaîne de fond. Or, comme le fait remarquer le même auteur, pour une chaîne de fond, où tout est commandé par les jeux du socle, la distinction d'un avant-pays s'avère beaucoup moins justifiée que pour une chaîne de style alpin. Jalonnant la continuité profonde du socle entre la Montagne Noire, appendice sud-oriental du Massif Central français, et les massifs primaires nord-pyrénéens proprement dits, le Massif du Mouthoumet peut être considéré comme le plus septentrional de ces derniers et il ne saurait, en tout cas, être complètement séparé de l'édifice pyrénéen. Cette affirmation appelle une démonstration qu'il est aisé de fournir.

Le socle du Mouthoumet, continu dans la partie orientale de son affleurement sur le méridien de Tuchan, est morcelé plus à l'Ouest par de grandes cassures en trois branches anticlinales principales, les branches d'Alet, du Cardou et de la Fontaine salée, qui, toutes trois, après un trajet plus ou moins long, s'ennoient sous la couverture discordante du massif. Celle-ci, réduite à du Maestrichtien et à de l'Eocène inférieur dans le revêtement septentrional, où elle est redressée à la verticale, se complète progressivement vers le Sud par des terrains plus inférieurs du Crétacé et même par du Jurassique, du Lias et du Trias. Le fait se constate, d'une part dans le revêtement occidental du massif, où les couches secondaires s'insinuent entre les branches d'Alet, du Cardou et de la Fontaine salée avec les deux Synclinaux de Couiza et de Rennes-les-Bains, d'autre part dans son revêtement méridional, où le Synclinal de Soulatge précède les premières rides de la couverture nord-pyrénéenne proprement dite.

La contiguité profonde du socle pyrénéen et du socle du Mouthoumet et, par voie de conséquence, leur continuité originelle, avant le morcellement du tréfonds commun, ressortent nettement de plusieurs dispositions qu'il est facile d'observer.

Je citerai, tout d'abord, le passage continu de la couverture nord-pyrénéenne à la couverture du Mouthoumet dans la région de Padern et de Tuchan, où le synclinal complexe et dissymétrique de Soulatge se termine vers l'Est par relèvement de son axe.

Dans le même sens plaident toutes les dispositions de détail reconnues par M. Ch. Jacob sur la bordure méridionale du Synclinal de Soulatge, en particulier la situation intermédiaire entre le Mouthoumet et les Pyrénées du bassin complexe de Quillan et de Saint-Louis. ⁴

Enfin et surtout, l'examen du prolongement occidental du Massif du Mouthoumet et, plus particulièrement de sa branche médiane, celle du Cardou, apporte un élément éloquent de démonstration à l'appui de la thèse que nous soutenons. Au delà de l'Aude, une fois ennoyé le socle de la branche du Cardou, la même ride anticlinale se poursuit vers l'Ouest et se traduit dans la couverture par l'existence du petit Dôme de Puivert et de l'Anticlinal de Dreuilhe. Dans ces deux accidents anticlinaux ne crève, sous les terrains nummulitiques, que le Crétacé supérieur, sans que viennent au jour les terrains plus anciens, en particulier ceux du socle. Mais, plus à l'Ouest, la vallée du Douctouyre entame, dans le cœur d'une voûte complexe qui prolonge celle de Dreuilhe, sous une carapace de terrains nummulitiques, crétacés supérieurs et cénomaniens, d'allure relativement tranquille, une série violemment plissée de couches plus anciennes allant jusqu'au Trias et constituant l'Anticlinal de Péreille. Voici donc un des plis élémentaires du chaînon du Pech de Foix, dont il a été si souvent question depuis les travaux d'Hébert, de de Lacvivier et de Carez et dont j'ai, avec M. Ramière, démontré l'enracinement sous le Tertiaire de Lavelanet, qui se situe de la sorte sur le prolongement d'une des branches anticlinales du Mouthoumet.

Cette observation est grosse de conséquences. La carapace de Nummulitique et de Crétacé supérieur du Pech de Foix se poursuit dans la chaîne du Plantaurel et, au delà de la vallée de l'Arize, dans les dômes des Petites Pyrénées, crevés, comme précédemment ceux de Dreuilhe et de Puivert, jusqu'au Crétacé supérieur. Le revêtement cénomanien du Pech de Foix, décapé dans la cluse de Péreille, se prolonge par la Zone cénomanienne de Camarade. Enfin, les terrains antécénomaniens du chaînon du Pech de Foix viennent, sur la rive gauche de l'Ariège, constituer la couverture du Massif de l'Arize et s'étaler largement dans le Pays du Sérou.

Ainsi, discontinus du fait du travail inégal de l'érosion et par suite de l'existence de nombreux abaissements et surélévations d'axe, se mettent néanmoins parfaitement en série linéaire les éléments suivants : les branches méridionales du Mouthoumet, le dôme de Puivert, le brachyanticlinal de Dreuilhe, la chaîne du Plantaurel, les Petites Pyrénées, de même que le chaînon du Pech de Foix et, avec lui, toute la couverture du Massif de l'Arize, la série plissée du Pays du Sérou comme la Zone cénomanienne de Camarade.

Par les anticlinaux les plus méridionaux issus de son morcellement vers l'Ouest, le Massif du Mouthoumet s'incorpore à l'édifice pyrénéen.

Les vues qui précèdent nous renseignent déjà sur l'allure du front nord-pyrénéen. Du fait de la liaison du Mouthoumet aux Pyrénées, on ne peut guère concevoir sur l'emplacement de ce front que l'existence d'un accident du type de

ceux que déterminent dans une couverture commune les jeux relatifs des éléments contigus d'un même socle profond morcelé. La possibilité de tout grand déplacement tangentiel paraît exclue. C'est bien, en effet, ce que révèlent les relations du revêtement des massifs nord-pyrénéens avec celui du Mouthoumet, comme avec la série du Plantaurel et celle des Petites Pyrénées.

Sur le méridien de Tuchan, enveloppant la terminaison orientale du Synclinal de Soulatge, la couverture propre du Mouthoumet passe sans discontinuité au repli le plus frontal de la couverture nord-pyrénéenne, à savoir l'Anticlinal de la chaîne de Galamus et de la Forêt des Fanges, lequel s'allonge lui-même en direction E-W en avant du Massif de l'Agly, dont il est séparé par le Synclinoorium de Saint-Paul-de-Fenouillet. Très vite à l'Ouest de Tuchan, l'Anticlinal de la chaîne de Galamus se couche au Nord et chevauche le Synclinal de Soulatge. Depuis les beaux travaux de Carez, on appelle cet accident le **chevauchement du Bugarach**. Il offre dans son tracé des dispositions variées.

Depuis Padern jusqu'aux abords du Pic de Chalabre, dans un premier tronçon, le flanc inverse de l'Anticlinal de la Chaîne de Galamus est étiré et c'est, d'une façon générale, le noyau triasique de ce pli qui chevauche le Synclinal de Soulatge par l'intermédiaire d'une lame cénomanienne indépendante, elle-même poussée sur le Crétacé supérieur. Le chevauchement est certainement de faible amplitude, car l'inclinaison de la surface de contact reste partout très forte. Par ailleurs, les dernières observations de M. Ch. Jacob, encore inédites, nous montrent la masse chevauchante s'enracinant, en avant même du front de chevauchement, dans plusieurs replis légèrement obliques au tracé de celui-ci. Au Sud de Duillac et de Cucugnan, des charnières anticlinales triasiques, pourvues ou non d'un enveloppement de Lias, pointent sous le Cénomanien discordant. De même, des replis de Crétacé supérieur s'engagent au-dessus de la lame cénomanienne, l'un au Sud de Camps, l'autre au SE de Soulatge. Le chevauchement se décompose ainsi en une cascade de petits plis se chevauchant les uns les autres. Il convient encore de noter que, dans cette région frontale, les terrains secondaires sont encore liés au socle, ainsi que le prouve l'existence du petit affleurement paléozoïque récemment découvert dans l'axe de la charnière anticlinale triasique du Col d'aix Garbès, à l'Est de Cucugnan.

Dans son deuxième tronçon, le chevauchement du Bugarach évolue dans le sens d'un véritable repli de couverture. L'Anticlinal de la chaîne de Galamus déferle vers le Nord en un grand pli couché, dont le flanc inverse, entièrement reconstitué, forme la splendide masse recouvrante du Pic de Bugarach, qui repose sur son substratum crétacé suivant un plan de contact horizontal et par l'intermédiaire de la lame cénomanienne reployée sous lui.

Enfin, le tronçon le plus occidental du chevauchement du Bugarach réalise, à l'Ouest du Pic de Bugarach, une disposition différente. Le flanc inverse de l'anticlinal est à nouveau étiré. Très vite, le pli se redresse à la verticale et, sa charnière anticlinale se reconstituant complètement à l'Ouest du Col Saint-Louis, l'accident s'éteint définitivement au Nord de la Forêt des Fanges. D'ail-

leurs, les relations de la couverture du Mouthoumet et de la couverture nord-pyrénéenne sont sensiblement modifiées à l'Ouest du Pic de Bugarach, du fait que s'intercale, entre le Synclinal de Soulatge et l'Anticlininal de la chaîne de Galamus et de la Forêt des Fanges, qui étaient contigus plus à l'Est, un nouvel élément, le bassin complexe de Quillan et de Saint-Louis. Ce repli, qui naît sous le Bugarach, occupe, à tous points de vue, une position intermédiaire entre le Mouthoumet et les Pyrénées : se présentant, d'une part, comme une dépendance du Synclinal de Soulatge, avec lequel il est en communication vers son extrémité orientale, il vient mourir, d'autre part, vers l'Ouest dans un des replis de l'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta, dont l'Anticlininal de la chaîne de Galamus est un des plis élémentaires. Le bassin de Quillan apparaît, dès lors, comme une ride frontale complexe de la couverture nord-pyrénéenne. Notons une fois de plus, relativement à la couverture maintenant, la difficulté que l'on éprouve à distinguer ce qui appartient au domaine du Mouthoumet de ce qui est couverture nord-pyrénéenne proprement dite.

En même temps que le chevauchement du Bugarach s'éteint sur le bord méridional du bassin de Quillan à l'Ouest du Col Saint-Louis, naît sur le bord septentrional de ce même bassin, au NE de Saint-Just, un nouveau chevauchement, qui relaie en quelque sorte le premier et le double vers l'Ouest. C'est le ***chevauchement frontal du Pays de Sault***. Cet accident, incliné à 45°, s'amorce déjà dans le pli en genou du Bézu, repli frontal du bassin complexe de Quillan. Il traverse l'Aude et passe, au delà, au chevauchement qui amène, dans les Forêts du Trabanet, de Puivert et de Bélesta, les replis les plus frontaux de l'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta à recouvrir les terrains crétacés et nummulitiques de Brénac et du Sud de Puivert. Au delà de Bélesta, passé sur la Feuille de Foix, le chevauchement frontal du Pays de Sault vient rapidement s'éteindre dans le flanc inverse complexe du bord septentrional du Saint-Barthélemy. Ce flanc inverse montre, en effet, une série continue jusqu'aux formations du Synclinatorium de Nalzen, qui n'est, en somme, au Sud de la ride anticlinale Cardou-Puivert-Dreuilhe-Pech de Foix, que le prolongement du Synclinal de Soulatge.

Sur la rive gauche de l'Ariège, le dernier témoin crétacé du Synclinatorium de Nalzen, le lambeau du Bastié, se perdant en hauteur vers l'Ouest, et le Pech de Foix s'étant soudé à la couverture immédiate du Massif de l'Arize, l'accident frontal nord-pyrénéen subit un nouveau relais. Un chevauchement, déjà amorcé sans doute sur le bord nord du Pech de Foix, s'accuse plus nettement au Nord du Saint-Sauveur, où le petit lambeau synclinal nummulitique de Baulou est chevauché par les couches secondaires. L'accident se poursuit au delà vers l'Ouest, jusqu'aux alluvions de la plaine de Saint-Gaudens et du plateau de Lannemezan, se traduisant par le chevauchement de la couverture cénomaniennne du Massif de l'Arize sur les terrains crétacés et nummulitiques du Plantaurel et des Petites Pyrénées. J'appelle cet accident ***le chevauchement frontal de la Zone cénomaniennne de Camarade et de Salies-du-Salat***.

Après Carez, MM. Léon Bertrand et R. Buxtorf, j'insiste sur le caractère anormal du contact qui sépare la série méridionale des Petites Pyrénées de la Zone cénomaniennne de Camarade. Le plus fort argument, qui puisse être fourni à ce sujet, est certainement le fait que, tout au moins dans la partie occidentale de son tracé, entre Barjac et Montsaunés, une série de lambeaux triasiques, coincés entre les Petites Pyrénées et la Zone cénomaniennne, jalonnent ce contact. Les masses les plus importantes de Trias gypseux et d'ophite, qui se présentent dans cette situation tectonique, correspondent aux lambeaux de Salies-du-Salat et de Betchat. Sans doute, ont-elles en profondeur, suivant le plan de fracture qui suit le bord méridional des Petites Pyrénées, un prolongement très étendu. On doit, en tout cas, les concevoir comme des masses de Trias qui, initialement profondes, ont émigré au jour, poussées du bas vers le haut. Elles s'enracinent indiscutablement sur leur bord méridional sous la Zone cénomaniennne. La plus grande extension vers le Nord est celle de la masse de Betchat qui, sans doute par suite d'une accumulation initiale en profondeur tout à fait exceptionnelle de sédiments triasiques et surtout à cause de la plus faible inclinaison du front de la Zone cénomaniennne en ce point, a pu s'épancher, jusqu'au Nord de la vallée du Lens, en une masse chevauchante qui vient reposer sur le Nummulitique du Synclinal de Cassagne-Fabas, pli autochtonè des Petites Pyrénées.

Relativement à l'amplitude du chevauchement en question, il convient de bien préciser que, sauf en des points exceptionnels, comme à Betchat, le plan de rupture qui sépare la Zone cénomaniennne des Petites Pyrénées est un *plan voisin de la verticale*, plongeant très fortement vers le Sud. On ne peut donc pas parler d'un charriage de la Zone cénomaniennne sur les Petites Pyrénées. Le déplacement tangentiel est, d'une manière générale, insignifiant. D'autre part, ainsi que le prouvent de nombreuses dispositions de détail sur lesquelles j'ai insisté, par exemple la déviation subie entre Camarade et Contrazy par les couches du Synclinal de Cassagne-Fabas, refoulées par la limite extérieure de la Zone cénomaniennne, l'élément inférieur du chevauchement reste toujours lié à son élément supérieur.

Que conclure, au terme de notre examen du front nord-pyrénéen?

Nous sommes amené à rejeter la conception d'un front de chevauchement continu. On peut, à la rigueur, parler d'un chevauchement nord-pyrénéen, d'un déversement de la couverture du socle pyrénéen proprement dit sur le revêtement du Massif du Mouthoumet, sur le Plantaurel et sur les Petites Pyrénées; mais il faut bien préciser que la disposition est réalisée avec une série de relais qui, dans leur succession de l'Est à l'Ouest, intéressent des rides de plus en plus septentrionales de la couverture posthercynienne.

Citons-les une dernière fois :

- 1^o le chevauchement du Bugarach, entre Padern et le Col Saint-Louis ;
- 2^o le chevauchement frontal du Pays de Sault, qui s'étend depuis le bord septentrional du bassin de Quillan jusqu'au flanc inverse du Saint-Barthélemy ;

3° le chevauchement frontal de la Zone cénomaniennne de Camarade et de Salies-du-Salat, entre la vallée de l'Ariège et les alluvions de Lannemezan.

Au morcellement longitudinal de l'accident s'ajoutent deux autres constatations qui sont d'importance. C'est, d'abord, la faible amplitude de ces chevauchements élémentaires, qu'indique l'inclinaison généralement forte du front nord-pyrénéen dans ses divers tronçons. C'est, ensuite, la difficulté de séparer un avant-pays de la chaîne, plusieurs rides obliques à la direction générale du front nord-pyrénéen traversant celui-ci à la faveur de ses relais et occupant de la sorte une situation intermédiaire. Je citerai le Synclinal de Soulatge, le bassin de Quillan et même le Synclitorium de Nalzen. Toutes ces particularités dénotent l'influence majeure du socle morcelé, aux actions duquel la couverture s'est soumise, sans pouvoir évoluer elle-même avec quelque ampleur, d'une façon indépendante.

2. — LES BLOCS DU SOCLE HERCYNIEN ET LEUR COUVERTURE ANTÉCÉNOMANIENNE

Les massifs nord-pyrénéens se groupent, avons-nous dit, sur deux rides anticlinales majeures, deux grandes rides de fond qui, en avant de la Zone axiale, se relaient de l'Est à l'Ouest : la ride Agly-Salvezines-Bessède-Saint-Barthélemy-Arize, au Nord, et la ride Trois-Seigneurs-Milhas-Barousse, au Sud.

Je n'analyserai ici, tout d'abord, que l'allure du socle et le comportement de la couverture secondaire antécénomaniennne, réservant l'examen des lambeaux discordants de Cénomanienn pour un paragraphe spécial.

I. — LA RIDE DE FOND AGLY-SALVEZINES-BESSÈDE-SAINT-BARTHÉLEMY-ARIZE

De la plaine de Perpignan à la vallée du Salat, les éléments du socle qui, au hasard des ennoyages et des surélévations d'axe, affleurent dans les Massifs de l'Agly, de Bessède, du Saint-Barthélemy et de l'Arize, s'alignent sur une même saillie anticlinale de fond, dont le seul accident transverse brusque paraît être le décrochement de Croquier qui, au Nord d'Arnavé, sépare le Saint-Barthélemy de l'Arize.

Il convient, dès l'abord, de noter que la ride jalonnée par l'Agly, Salvezines et Bessède ne représente qu'une partie du prolongement oriental du Saint-Barthélemy. En effet, ce massif, beaucoup plus large, se morcelle vers l'Est, si bien qu'au Nord de la ride qui court jusqu'à l'Agly et parallèlement à elle, s'allonge une saillie plus frontale. Le tréfonds n'y affleure qu'exceptionnellement dans le petit pointement de l'Est de Cucugnan et l'accident ne se traduit que par un repli complexe de la couverture, l'*Anticlinorium de la Forêt de Bélesta*.

La ride anticlinale qui naît au Sud de Tuchan dans la couverture commune

au Mouthoumet et au socle nord-pyrénéen, reste simple jusqu'au Bugarach, constituant l'Anticlinal de la chaîne de Galamus. Au delà vers l'Ouest, au Nord de ce pli qui se poursuit dans la Forêt des Fanges, s'intercale, suivant une disposition indiquant un nouveau morcellement local du socle, le bassin complexe de Quillan et de Saint-Louis. Enfin, ce bassin perdu en hauteur vers l'Ouest à Coudons, plusieurs anticlinaux se suivent à travers le plateau de Belvis et jusqu'au delà de la Forêt de Sainte-Colombe, où, après avoir subi un court ennoyage transverse au Sud de Fougax, ces plis viennent, sur la bordure du Saint-Barthélemy, mourir en face de Montségur dans la couverture qui se relève sur la montée axiale du socle.

Au Sud de l'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta, entre celui-ci et l'alignement plus méridional des massifs hercyniens, court, à travers toute la Feuille de Quillan et jusque vers la bordure du Saint-Barthélemy, le *Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet*. Cet accident s'amorce déjà au SE de Tuchan dans les replis, couchés au NW, des marnes albiennes de Vingrau et de Tautavel; puis, dès Maury, il tourne franchement dans la direction de l'Ouest, en même temps qu'il se redresse sensiblement. Complexe vers ses deux extrémités, aussi bien vers l'Est, dans la région des écailles de Tautavel, décrites par Ch. Depéret, que vers l'Ouest, où les deux replis secondaires principaux issus de son morcellement, la bande synclinale de la Forêt du Pinet et le Synclinal du vallon de Belcaire, viennent tous deux se perdre en hauteur sur le Pays de Sault calcaire, le Synclinorium de Saint-Paul est accidenté dans toute sa longueur par des lames anticlinales de calcaires urgoniens qui crèvent leur couverture de marnes albiennes. Citons, de l'Est à l'Ouest, la lame anticlinale du Signal de l'Albèze et de Puilaurens, l'Anticlinal du Pic d'en Brosse, les lames de Quirbajou et du Château d'Able, enfin les affleurements du Pech de Nadiou et du Rocher de Langlade. Tous ces accidents sont très aigus et la violente serrée à laquelle ils ont été soumis, en même temps que l'inégale plasticité des couches, expliquent tous les accidents de détail, notamment toutes les suppressions par étirement qui s'y révèlent. Je ferai remarquer que les lames anticlinales qui morcellent ainsi le Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet ne peuvent être considérées comme de simples plis de couverture, mais qu'elles traduisent un morcellement du socle profond. Je crois, en effet, que l'on peut étendre à tous ces accidents une disposition qui n'est effectivement observable que pour la lame du Signal de l'Albèze et de Puilaurens. Celle-ci coiffe une lame hercynienne essaimée par le Massif de l'Agly sur son bord frontal.

Au Sud du Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, la couverture secondaire se relève, pour envelopper la ride de fond indiquée par les affleurements du socle dans les Massifs de l'Agly, de Salvezines et de Bessède.

Large et continu sur le méridien de Latour-de-France, le *Massif primaire de l'Agly*, en même temps qu'il s'amincit considérablement plus à l'Ouest, se morcelle dans cette direction en plusieurs écailles anticlinales, qui se succèdent de l'Est à l'Ouest et du Nord au Sud sur sa bordure septentrionale : l'écaille du

granite de Lesquerde, l'écaille du granite de Tenduret, enfin la longue bande de Saint-Martin et du Sud de Fenouillet, prolongement principal du massif. Tout le complexe est fortement couché vers le Nord et le front de l'Agly chevauche, au moins par place, la bordure méridionale du Synclinorium de Saint-Paul. Au SW de Fenouillet, par la branche méridionale issue de son morcellement, le socle s'ennoie sous les calcaires secondaires du Sommet des Campets, pour paraître d'ailleurs au jour, au fond de la vallée de la Boulzane, dans le noyau cristallin et primaire du **dôme de Salvezines**. Dans ces derniers parages, les petits pointements cristallins du Courtal Bès et du Col de Tuilla traduisent l'existence d'un nouveau repli du tréfonds morcelé, situé encore au Sud de la saillie anticlinale majeure.

Comment se présente la couverture secondaire du socle de l'Agly ? Souple et passive, elle s'est conformée au jeu des masses profondes.

En continuité, au moins à l'Ouest du méridien de Maury, avec les couches du Synclinorium de Saint-Paul, la couverture de l'Agly coiffe, sur le bord septentrional du massif, les têtes anticlinales des éléments du socle et se dispose, entre ceux-ci, en une série de replis synclinaux très aigus et fortement serrés. C'est, au Sud de l'écaille du granite de Lesquerde, elle-même coiffée par la lame du Signal de l'Albèze et de Puilaurens, le Synclinal du Mas d'el Ménut et son prolongement occidental dans la lame synclinale de gypse de Lesquerde et dans le Synclinal de Fosse. C'est, plus au Sud, sur le bord méridional de l'écaille du granite de Tenduret, le Synclinal du barrage de l'Agly. On peut dire qu'est réalisée de la sorte une disposition en flanc inverse composé. Naturellement, au hasard des interactions des masses profondes, des inégalités des efforts subis par la couverture et des variations de plasticité du matériel, de nombreux accidents se sont produits : chevauchement de la masse principale du Massif de l'Agly sur le Synclinal du Mas d'el Ménut, chevauchement du granite de Saint-Martin sur le Synclinal de Fosse, suppression par laminage de la couverture du granite de Saint-Martin au Sud de Fosse, étirement du Col de Pourteil. Ce ne sont là que des accidents de détail, dont l'étendue est très réduite dans le sens longitudinal.

Au SW de Fenouillet, les calcaires secondaires du Sommet des Campets enveloppent régulièrement la terminaison occidentale du socle cristallin de l'Agly. Suivant une disposition analogue, la couverture du noyau de Salvezines dessine un dôme régulier dont la charnière est poussée vers le Nord et couchée sur le Synclinorium de Saint-Paul.

Dans sa retombée au Sud des massifs, la couverture commune au Massif de l'Agly et au dôme de Salvezines se dispose dans le vaste **Synclinal métamorphique de la Forêt de Boucheville** qui s'étend au Sud jusqu'à la Zone axiale. Dans ce synclinal les couches sont profondément modifiées par le métamorphisme. Rempli en majeure partie par des couches albiennes, le Synclinal de la Forêt de Boucheville appartient, en effet, au domaine du métamorphisme nord-pyrénéen, domaine que nous allons pouvoir suivre vers l'Ouest, d'une

manière continue et toujours dans la même position, dans la région synclinale qui précède immédiatement la Zone axiale, c'est-à-dire entre la Zone axiale et l'alignement des massifs hercyniens nord-pyrénéens. A ses deux extrémités le Synclinal de la Forêt de Boucheville se termine par relèvement de son axe. Vers l'Est, il s'effile dans l'étroite bande calcaire qui, au delà de Bélesta-de-la-Frontière, se termine sur le socle du Massif de l'Agly. Vers l'Ouest, suivant une disposition qui révèle l'allure complexe du synclinal, les couches albiennes de la Forêt de Boucheville se perdent en hauteur sur le plateau de Sainte-Colombe, lui-même débutant par une série de longues langues calcaires.

Rien ne s'oppose à la conception d'un manteau sédimentaire continu jeté sur les éléments du socle et s'étendant depuis le front nord-pyrénéen jusqu'à la Zone axiale. Par contre, un accident tectonique important suit le front de la Zone axiale. Entre Neffiach et Tréviach le granite de la Zone axiale chevauche directement le socle hercynien de l'Agly suivant un plan qui plonge de 45° au Sud. Au delà vers l'Ouest, la Zone axiale vient en contact avec la série méridionale du Synclinal de la Forêt de Boucheville qui se montre fortement laminée dans ses termes de base.

Poursuivons notre analyse plus à l'Ouest. Par suite d'un ennoyage transverse, le socle hercynien ne vient pas au jour dans la vallée de l'Aude, sous les calcaires marmoréens des plateaux de Sainte-Colombe et du Clat. Mais, déjà annoncé par le petit affleurement paléozoïque du Pas del Corps, il reparait bientôt, 6 kilomètres à l'Ouest de l'Aude, dans le **Massif de Bessède**. La terminaison orientale du socle de Bessède sous l'enveloppement périclinal de son revêtement secondaire discordant, dont les termes offrent une succession complète dans les hautes murailles de la Forêt de Miayro, est parmi les plus belles plongées axiales que l'on puisse voir. Le Massif de Bessède y montre l'allure tranquille d'un dôme, d'une coupole, dont la charnière est cependant poussée vers le Nord, comme celle de Salvezines. En opposition avec cette terminaison orientale régulière, le socle du Massif de Bessède offre, plus à l'Ouest, une structure complexe ; il se casse, il se morcelle. Tout d'abord, l'allure très particulière de la terminaison vers le Col de Triby de la lame calcaire du Sommet de Jan Blanc, sorte d'indentation synclinale très aiguë venant s'engager en coin sur le fond hercynien rigide, indique que celui-ci est déjà irrégulièrement brisé à peu de distance de la belle coupole orientale de Bessède. Mais le morcellement est encore plus accusé vers la terminaison occidentale du massif, au Nord de Galinagues, où il affecte non seulement le matériel de fond, mais aussi le revêtement secondaire. Une série de lames isoclinales du tréfonds, faiblement couchées au Nord, pressent vigoureusement entre elles des replis synclinaux de la couverture.

Sur le bord septentrional du Massif de Bessède la couverture poststéphanienne se dispose en un flanc inverse régulier qui aboutit à sa partie supérieure aux couches albiennes de la vallée du Rébenty. Le flanc inverse peut être complet ; il peut aussi être l'objet de laminages entraînant, dans certains cas, la suppression totale de ses couches de base, jusqu'aux calcaires urgoniens com-

pris. C'est ainsi que, par place, les terrains primaires chevauchent directement, sur le front du massif, l'Albien de la vallée du Rébenty. Cette dernière disposition, que l'on observe entre le Roc de la Serre et le Sommet d'Arques, au Sud de Jaucou, reproduit exactement celle que réalise l'éirement du Col de Pourteil sur le bord septentrional du Massif de l'Agly.

Aux deux terminaisons du Massif de Bessède, on peut observer l'apparition, progressive du Nord vers le Sud, du métamorphisme dans le manteau sédimentaire, continu jusqu'à sa retombée au Sud du massif dans le **Synclinal métamorphique de Rodome et d'Aunat**. Ce pli se situe dans le prolongement du Synclinal de la Forêt de Boucheville. Il est complexe, comme ce dernier; le repli anticlinal du Sommet de Jan Blanc, qui, vraisemblablement, n'est pas un simple pli de couverture, mais traduit un morcellement du tréfonds, court suivant son axe. Le Synclinal de Rodome et d'Aunat ne s'étend pas vers le Sud jusqu'à la Zone axiale, car en avant de celle-ci surgit une ride anticlinale supplémentaire du tréfonds sur le trajet de laquelle se situent le **Massif du Picou de la Montjoie** et le petit pointement de pegmatite du SW de Mazuby. Un repli de la couverture, en continuité vers le Nord avec le Synclinal de Rodome et d'Aunat, enveloppe l'écaille anticlinale du Picou de la Montjoie. Mais plus au Sud, traduisant l'accident qui suit le front de la Zone axiale, apparaît une discontinuité à travers les terrains secondaires. Les couches métamorphiques, qui retombent sur le bord méridional du Massif du Picou de la Montjoie, sont chevauchées par une série indemne de métamorphisme, la **série de Fontanes**. Celle-ci, dessinant le **Synclinal de Niort**, nous apparaît comme représentant la couverture propre de la Zone axiale. La façon dont, sur la rive gauche du ruisseau de Bessounet, se termine tranquillement en hauteur sur les schistes houillers de la Zone axiale une des digitations du Synclinal de Niort est, à ce sujet, fort caractéristique. On peut parfaitement concevoir comment, par suite des mouvements relatifs des éléments du socle en présence (Zone axiale, au Sud, bloc morcelé de Bessède et du Picou de la Montjoie, au Nord), le manteau secondaire discordant, primitivement continu, s'est vu dissocié et comment une partie de celui-ci, la série de Fontanes, conservée entre Gesse et Niort, a pu rester en connexion avec la Zone axiale.

A l'Ouest de la vallée du Rébenty, le Synclinal de Niort s'écrasant tout de suite sur le front de la Zone axiale, le Pays de Sault métamorphique ne montre plus qu'un vaste manteau continu traversé, dans la région de Prades, par de nombreux pointements de roches éruptives basiques (Iherzolites, accompagnées d'ariégites et de cortlandites) et accidenté dans toute son étendue de nombreuses rides longitudinales. Ces ondulations relaient les plis de la rive droite du Rébenty, notamment des ondulations anticlinales à la faveur desquelles le matériel hercynien, toujours à fleur de sol du fait de la montée axiale de tout l'édifice vers l'Ouest, apparaît en des pointements multiples. Sans que les correspondances soient absolument rigoureuses du fait de la multiplication des accidents à mesure que l'on s'approche de la bordure du Saint-Barthélemy, on

peut toutefois grouper les pointements primaires et cristallins du Pays de Sault suivant des rides anticlinales qui prolongent la ride de Bessède et celle du Picou de la Montjoie. Sur la première se situent le petit pointement de pegmatite du Moulin de Ferrand, l'affleurement de schistes paléozoïques du Roc des Caunes, celui du Sud de Roquefeuil, où les mêmes schistes sont accompagnés d'une roche aplitique, enfin les affleurements de pegmatite et de schistes primaires du Col du Boum. Plus au Sud, s'enracine sous les calcaires marmoréens du Pays de Sault l'îlot de gneiss du Nord de Camurac. Enfin, le Massif de Montailou, représenté par un noyau gneissique et, vers ses deux extrémités, par des terrains primaires, surgit immédiatement en avant de la Zone axiale dans une situation tectonique comparable à celle qu'occupe le Massif du Picou de la Montjoie.

Le manteau jeté sur les éléments du socle qui viennent d'être énumérés est continu et nous avons pu établir qu'il passe insensiblement vers le Nord, par disparition progressive du métamorphisme, aux couches du Synclinorium de Saint-Paul et de l'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta. Tout le manteau plissé se relève très vite vers l'Ouest, du fait de la rapide montée axiale du socle dans le Massif du Saint-Barthélemy. Tous les plis longitudinaux du Pays de Sault viennent s'éteindre sur la bordure orientale du Saint-Barthélemy, entre Montségur et Causou, et dans les montagnes du Signal de Causou et du Sommet de l'Affrau les derniers témoins vers l'Ouest des terrains secondaires reposent indiscutablement sur le socle ancien du massif.

Une fois le Pays de Sault perdu en hauteur vers l'Ouest sur le Saint-Barthélemy, la couverture secondaire de ce massif n'est plus conservée que dans deux étroites bandes qui suivent son bord méridional et son bord septentrional.

Au Sud du Saint-Barthélemy court le Synclinal métamorphique de Causou et de Lordat. Ce pli, d'abord très redressé et étroitement serré entre la Zone axiale et le Saint-Barthélemy, s'étale plus à l'Ouest, à la traversée de l'Ariège, en passant au vaste bassin synclinal de Tarascon, lorsque la ride de fond Saint-Barthélemy-Arize, prenant brusquement une direction NW oblique à celle du front de la Zone axiale, s'écarte de celui-ci et que surgit, entre l'Arize et la Zone axiale, une nouvelle saillie du socle, celle des Trois-Seigneurs.

Au Nord du Saint-Barthélemy se poursuit, de Montségur à Labat, par Armentière et Freychenet, une étroite bande discontinue de terrains secondaires antécénomaniens. Disposés en un flanc inverse, complexe par place, ces terrains sont renversés sur le Cénomaniens plus frontal et sur le Crétacé supérieur du Synclinorium de Nalzen.

Sans doute primitivement continu, le bloc Saint-Barthélemy-Arize s'est ensuite trouvé dissocié en deux massifs indépendants par le décrochement de Croquier.

La couverture secondaire du **Massif de l'Arize** apparaît déjà sur la rive droite de l'Ariège, dans le chaînon du Pech de Foix. Ce chaînon se révèle de structure particulièrement complexe. Il est constitué par plusieurs plis parallèles obli-

ques à sa direction générale : Anticlinal de Baragne, Synclinal des Monges, Anticlinal de Leychert et de Péreille, Synclinal de Pradières, Anticlinal du Pech de Foix. Ces plis se relaient de l'Est à l'Ouest et ils viennent, les uns après les autres, se terminer obliquement, tant sur la bordure septentrionale que sur la bordure méridionale du chaînon. Les plis élémentaires sont très aigus ; ils sont cassés longitudinalement et passent fréquemment à des plis-faille. De plus, l'allure discordante du Cénomanien ne suffit pas pour expliquer tous les accidents de la bordure du chaînon. Celui-ci, surélevé au milieu du Crétacé qui l'entoure, a pu se déverser localement vers l'extérieur, aussi bien sur le Plantaurel que sur le Synclinorium de Nalzen. On a ainsi une sorte de disposition en éventail qui, du reste, n'est réalisée que localement et que peut très bien expliquer une poussée de fond agissant sur une couverture fortement serrée latéralement.

La structure du chaînon est plus simple à l'Ouest de l'Ariège, où seul se poursuit dans le Pech Saint-Sauveur l'élément le plus méridional du faisceau de plis de la rive droite, à savoir l'Anticlinal du Pech de Foix. Plus au Sud, le repli synclinal du Rocher de Caralp, étiré sur le front de l'Arize au voisinage de la vallée de l'Ariège, comporte à sa partie supérieure, dans le prolongement du Synclinorium de Nalzen, le lambeau crétacé du Bastié.

A l'Ouest du méridien de Baulou, les couches du Saint-Sauveur passent, sur la bordure septentrionale du Massif de l'Arize, à la série de Cadarcet, puis, au delà, au Pays calcaire du Sérou, où elles s'étalent largement vers le Nord jusqu'à la Zone cénomaniennne de Camarade. Simple sur le méridien de Cadarcet, la couverture septentrionale de l'Arize devient complexe plus à l'Ouest, où elle s'accidente de rides longitudinales, dont les plus accusées sont la bande synclinale de Roquebrune et d'Audinac et l'Anticlinal de Laquère, de Carrière et de Seille. Relativement aux rapports de ce manteau sédimentaire plissé avec le socle hercynien du Massif de l'Arize, on doit signaler un petit accident, le renversement de Cadarcet. Au Sud de Cadarcet, le Massif de l'Arize se couche sur sa couverture secondaire ; celle-ci se couche à son tour, et le renversement gagne toute la série, jusqu'à la Zone cénomaniennne elle-même. Ainsi se trouve localement réalisée une disposition en flanc inverse complet tout à fait comparable à celle que nous avons reconnue sur la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy. Mais ce renversement ne s'étend pas vers l'Ouest et le chevauchement frontal du Massif de l'Arize est donc tout à fait localisé. Déjà au Sud de Labastide-de-Sérou la série secondaire s'est redressée : elle remonte vers le Sud et elle repose sur les terrains primaires. Plus à l'Ouest et jusqu'au Salat, sur une vingtaine de kilomètres, la bordure septentrionale du Massif de l'Arize montre, d'une façon constante, la superposition aux terrains primaires d'une couverture posthercynienne discordante qui débute avec du Permo-Trias et dont les divers termes plongent régulièrement au Nord.

Immédiatement après avoir franchi la vallée du Salat, le Massif de l'Arize plonge brusquement vers l'Ouest. Entre Eycheil et Alos, les terrains secondaires enveloppent régulièrement la terminaison du massif ancien, tout en se

disposant, entre celui-ci et le massif plus méridional des Trois-Seigneurs, dans un grand repli couché vers le NE; il s'agit là du Synclinal de Surroque. Toutefois, au Nord de ce synclinal, dont l'axe rempli de marnes albiennes va bientôt gagner obliquement vers le NW la limite méridionale de la Zone céno-manienne, se poursuit encore sur une certaine distance un repli anticlinal frontal de la couverture de l'Arize correspondant à l'Anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan et au complexe anticlinal fortement disloqué des environs de Bonrepaux. Je ferai remarquer la similitude frappante que présentent, aux deux ailes du Massif de l'Arize, les replis anticlinaux frontaux correspondant, d'une part, vers l'Est, à l'Anticlinorium du chaînon du Pech de Foix et, d'autre part, vers l'Ouest, à l'Anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan. Peut-être, ces replis ne sont-ils pas de simples accidents de couverture et enveloppent-ils des écailles hercyniennes profondes essaimées par le socle sur le front du massif.

Avec le Massif de l'Arize plonge définitivement sous le manteau secondaire discordant la première saillie anticlinale de fond que nous venons de suivre depuis le Massif de l'Agly, à travers les Feuilles de Quillan et de Foix. Dans la région de Tarascon, une ride plus méridionale s'est introduite, avons-nous dit, entre la Zone axiale et l'Arize. A l'Ouest de l'Ariège, le Massif des Trois-Seigneurs double d'abord au Sud le Massif de l'Arize; puis, au delà du Salat, l'Arize ennoyée, la ride de fond des Trois-Seigneurs se poursuit seule à travers toute la Feuille de Bagnères.

2° LA RIDE DE FOND TROIS-SEIGNEURS-MILHAS-BAROUSSE

Dans la zone de relaiement du pli de fond Saint-Barthélemy-Arize et de celui des Trois-Seigneurs, la couverture secondaire a été respectée par l'érosion dans la ***région synclinale de Tarascon***. Le bassin de Tarascon correspond à un synclinal complexe pris entre les trois saillies de matériel hercynien profond qui sont : au NE le bloc Saint-Barthélemy-Arize, au SE les Trois-Seigneurs, au Sud la Zone axiale.

L'étude de la périphérie du bassin de Tarascon nous a amené à des conclusions fondamentales. Les terrains secondaires antécénomaniens, qui supportent le petit lambeau de Crétacé supérieur discordant de Saurat, reposent eux-mêmes partout sur les massifs hercyniens du pourtour. Ceux-ci ont tous la même position profonde.

Ce fait étant acquis, l'examen de l'intérieur du bassin de Tarascon permet d'y appliquer notre conception d'un manteau sédimentaire continu jeté sur les éléments du tréfonds. Tout au plus, y reconnaît-on des plis propres qui affectent les terrains antécénomaniens. J'en fournis une fois de plus l'énumération. Ce sont, du Sud au Nord : l'Anticlinal de Courtiels et de la Pique de Baychon, le Synclinal de Lujat-Niaux-Génat, l'Anticlinal des Bains-d'Ussat et du Bois de la Garrigue, le Synclinal d'Ussat et de Quié, l'Anticlinal de la Bessède, le

Synclinal de Surba, l'Anticlinal du Roc de Sédour et du Rocher de Calamès, enfin le Synclinal d'Aynat.

Le tracé et le déversement de ces plis sont nettement commandés par la résistance des massifs du pourtour. Sans doute en partie décollée à sa base au niveau du Trias, ainsi qu'en témoignent certains accidents de bordure au Nord de Saurat et vers le Col de Basech. où, par suite d'étirements, n'importe quel terme de la série secondaire, du Trias aux marnes albiennes, peut venir en repos direct sur le matériel hercynien, la couverture discordante s'est conformée comme elle a pu aux actions du cadre aussi bien qu'à celles du substratum. Le socle n'est ramené à la surface, à l'intérieur du bassin de Tarascon, que dans le cœur de l'Anticlinal du Bois de la Garrigue. Peut-être les autres plis n'intéressent-ils pas le tréfonds hercynien. Peut-être ont-ils évolué comme de simples plis de couverture, en réalisant, du fait de la serrée, des dispositions variées allant de plis très aigus à des plis-faille, comme celui du Roc de Sédour et du Rocher de Calamès. Il convient de mettre à part des dispositions tout à fait spéciales dues à la plasticité des sédiments triasiques, du genre de celle réalisée par l'injection anticlinale de Trias gypseux du vallon d'Ari-gnac qui, surgissant de la profondeur, pousse un diverticule dans les marnes albiennes du Synclinal d'Aynat.

Sur la bordure occidentale du bassin de Tarascon, les terrains secondaires enveloppent péricleinalement la terminaison du *Massif des Trois-Seigneurs*, dont le socle, au delà du Vicdessos, s'élève rapidement vers l'Ouest. De part et d'autre de ce massif, la couverture se poursuit, pincée en deux étroites bandes synclinales, d'une part, au delà de l'angle SW du bassin de Tarascon, dans le Synclinal métamorphique de Vicdessos, d'Aulus et de Sentenac, pris entre les Trois-Seigneurs et la Zone axiale, d'autre part, au delà de l'angle NW du bassin, dans les lambeaux discontinus du Col de Port et de la région de Massat, pressés entre les Trois-Seigneurs et l'Arize.

La bande marmoréenne de Vicdessos, d'Aulus et de Sentenac prolonge, au Sud des Trois-Seigneurs, le Synclinal des terrains métamorphiques de la Feuille de Quillan et de la bordure méridionale du Saint-Barthélemy. Il convient toutefois de noter qu'entre la bande synclinale de Causou et celle de Vicdessos, le métamorphisme est localement interrompu à la traversée de l'Ariège dans l'axe de la zone d'élargissement à laquelle correspond le bassin de Tarascon. Le Synclinal de Vicdessos offre, relativement au métamorphisme des terrains secondaires, les mêmes particularités que la partie plus orientale du même domaine et montre, dans les régions de l'étang de Lherz et de la Forêt de Freychinède, des massifs de roches vertes intrusives qui sont parmi les plus beaux de la chaîne. La bande marmoréenne de Vicdessos se présente, sur la bordure méridionale du Massif des Trois-Seigneurs, comme un repli synclinal complexe du revêtement propre de ce massif. Sa terminaison occidentale vers Sentenac, où elle se perd en hauteur sur le socle primaire, est, à ce sujet, fort parlante. Par contre, sauf peut-être en certains points, le contact, toujours très redressé

des terrains secondaires métamorphiques avec la Zone axiale est un contact mécanique. Une grande cassure suit le front de la Zone axiale. Le socle du Massif des Trois-Seigneurs correspond à un pli de fond indépendant. Le fait est surtout très net à l'Ouest de la vallée du Salat et jusqu'à la terminaison occidentale des Trois-Seigneurs au voisinage du Lez, lorsque, la bande de Sentenac perdue en hauteur, le socle des Trois-Seigneurs vient en contact direct avec celui de la Zone axiale suivant un plan très redressé, le long duquel ne sont conservés que quelques témoins laminés de la couverture secondaire.

Examinons maintenant la bordure septentrionale du Massif des Trois-Seigneurs. Entre les Trois-Seigneurs et l'Arize se poursuit, discontinue et fortement pressée, l'étroite bande synclinale de la couverture antécénomaniennne qui relie le bassin de Tarascon au Synclinal de Surroque. Nous réservons pour la suite l'étude du lambeau cénomanien d'Oust et de Massat.

Au delà de l'angle NW du Synclinal complexe de Tarascon, dans la zone de surélévation d'axe et de serrée maximum des grands plis de fond de l'Arize et des Trois-Seigneurs, les socles des deux massifs s'affrontent suivant un contact mécanique longitudinal. Le long de ce contact la couverture secondaire, laminée, n'est conservée que dans une série de témoins synclinaux, pincés verticalement au milieu des terrains primaires : le lambeau triasique d'Usclades, le lambeau de Trias et de Lias du Col de Port, le lambeau triasique d'Eychars, enfin, jusqu'à la vallée de l'Arac, la bande synclinale de La Rouqueille et de Matalas, qui comporte du Trias, de l'ophite, du Lias et de l'Albien.

Sur la rive gauche de l'Arac la disposition est plus complexe. Deux lames synclinales de terrains secondaires antérieurs au Céno manien se placent le long de la zone de contact entre l'Arize et les Trois-Seigneurs. En effet, à l'Ouest du Ker de Massat, le front du Massif des Trois-Seigneurs se morcelle et il s'y individualise une écaille indépendante de schistes ordoviciens granitisés. Une lame synclinale de la couverture des Trois-Seigneurs est alors pincée entre la masse principale de ce massif et cette écaille frontale. Elle comporte du Lias, du Dogger et de l'Urgo-Aptien dans sa partie orientale, et seulement de l'ophite et des couches triasiques dans la région d'Aleu. Plus au Nord, court, parallèlement à cette première lame, celle qui suit le contact des Trois-Seigneurs et de l'Arize ; encore en connexion par place avec le Primaire du Massif de l'Arize dont elle représente le revêtement posthercynien, elle montre localement une succession régulière et complète de terrains secondaires, depuis le Trias ophitique jusqu'à l'Albien. Cette dernière lame reste subverticale, discontinue et très laminée jusqu'à la vallée du Salat. C'est elle qui passe, au delà vers l'Ouest, au Synclinal de Surroque.

Le pli de Surroque n'est d'abord représenté, entre le Salat et la vallée d'Alos, que par son seul flanc méridional qui commence déjà à se coucher vers le Nord. Les terrains secondaires y sont en connexion régulière vers le Sud avec le socle des Trois-Seigneurs ; mais ils sont décollés au Nord sur celui de l'Arize. Sur la rive gauche de la rivière d'Alos, en même temps que le déversement s'accroît,

le flanc nord du Synclinal de Surroque apparaît ; il devient rapidement complet et ses couches de base, Trias et ophite, reposent régulièrement sur le Massif de l'Arize. Le pli de Surroque, avec ses deux flancs de part et d'autre de son axe occupé par des marnes albiennes, se révèle ainsi comme un repli synclinal affectant le revêtement secondaire commun aux Massifs de l'Arize et des Trois-Seigneurs. Poussé par les Trois-Seigneurs, il s'est couché sur l'Arize.

La disposition qui vient d'être décrite, à savoir le passage progressif de la lame synclinale discontinue et incomplète de la rive gauche de l'Arac vers l'Ouest au large synclinal de Surroque, comme vers l'Est aux lambeaux du Col de Port et au bassin synclinal de Tarascon, s'explique très bien par les jeux du tréfonds. On conçoit que dans la zone de surélévation des éléments du socle, qui est aussi une zone de serrée maximum, la couverture soit laminée, étirée et que, en partie décollée, elle ne soit plus en connexion originelle avec le socle ancien. C'est le régime des lambeaux du Col de Port et des lames de l'Arac. Par contre, vers les ennoyages des massifs, vers la terminaison orientale des Trois-Seigneurs et vers la terminaison occidentale de l'Arize, la couverture peut s'étaler librement et on y voit s'éteindre, dans un manteau continu, les accidents qui l'affectaient ailleurs. Suivis en direction, les accidents longitudinaux les plus complexes trouvent ainsi leur explication.

Ce n'est d'ailleurs que tout à fait localement que la couverture secondaire se montre continue entre le bord de l'Arize et le bord des Trois-Seigneurs sur le méridien de Saint-Girons. Déjà, avant que le Synclinal de Surroque atteigne la vallée du Lez, s'amorce dans son flanc méridional, par la suppression complète des calcaires urgoniens, l'étirement de Surroque. Cet accident s'exagère au delà du Lez, en même temps qu'en apparaissent de nouveaux. Tous sont commandés par les jeux du socle. Aussi examinerons-nous tout d'abord celui-ci.

Le massif de l'Arize ennoyé, celui des Trois-Seigneurs ne tarde pas à subir le même sort. Le socle du massif atteint les alluvions de la vallée du Lez entre Luzenac et Bordes ; il reparaît dans le petit dôme de Coumo-Cabo ; puis il plonge vers l'Ouest. Toutefois, cet ennoyage est incomplet. Le massif doit se morceler dans sa région frontale en plusieurs rides divergentes qui sont indiquées par des replis de la couverture. En tout cas, le plus méridional de ces replis, l'**accident anticlinal d'Alas et de Béouch**, ramène en surface le matériel profond suivant une ride anticlinale émiettée par le front du Massif des Trois-Seigneurs. Il correspond à une sorte de longue et étroite cicatrice de la couverture, à la faveur de laquelle apparaissent, dans l'axe rompu d'un repli anticlinal forcé et couché au Nord, les schistes siluriens de Béouch. Cet affleurement primaire jalonne, par Agert, Louzech, Béouch et Brous, la jonction du socle entre les Trois-Seigneurs et le massif plus occidental de Milhas. En effet, le Primaire, localement masqué à l'Ouest de Brous par le Cénomaniien discordant d'Arbas et de Fougaron, affleure au delà dans le plus vaste **Massif de**

Milhas, large bombement de fond qui s'étend de la vallée de l'Arbas à celle du Lez, et dans le petit repli anticlinal plus méridional de la Fontaine de l'Ours.

Comment se dispose le manteau de terrains secondaires au Nord de l'accident anticlinal d'Alas et de Béouch et, plus à l'Ouest, sur la bordure septentrionale du Massif de Milhas ?

Sur la rive gauche du Lez, la couverture secondaire trouve devant elle le champ libre sur le front du Massif des Trois-Seigneurs, du fait de l'ennoyage de l'Arize. En arrière du Synclinal de Surroque naît un faisceau de plis divergents qui s'étalent au Nord d'Engomer et de Moulis. L'élément le plus frontal de cette sorte de virgation est représenté par le pli-faille de Montégut. Le Primaire n'affleure pas dans ce repli et on ne peut dire si le pli-faille de Montégut enveloppe une lame essaimée par le socle des Trois-Seigneurs ou s'il ne correspond qu'à un simple accident de couverture. Suivi en direction, du SE au NW, le pli-faille de Montégut se complique progressivement. L'étirement de Surroque gagne rapidement, sur la rive gauche du Lez, tout le flanc inverse du pli, qui ne montre plus, en face de Montégut, que son flanc normal et son noyau triasique, celui-ci directement couché vers l'Est sur les marnes albiennes du Synclinal de Surroque. Au delà, vers Téoulariats, le flanc normal s'étire à son tour et le pli n'est bientôt plus indiqué que par la traînée discontinue de Trias ophitique qui passe à Montgauch et se poursuit jusqu'à Prat, pour s'ennoyer plus loin sous l'Albien.

Entre le pli-faille de Montégut et l'accident anticlinal d'Alas et de Béouch courent, à travers le massif montagneux du Pic de Lestélas et de la Forêt de Larroque, en une série de replis longitudinaux qui divergent vers le NW, les autres éléments de la virgation. Ce sont, du Nord au Sud : le Synclinal du Tuc de Castérot, l'Anticlinal du Col d'Aban, le Synclinal de la Forêt de Larroque et du Pic de Lestélas, l'Anticlinal d'Urau, le Synclinal du Sommet de Montreich, enfin l'Anticlinorium de Balaguères avec ses deux anticlinaux élémentaires, seulement distincts à l'Est d'Agert, l'Anticlinal de Paracoch et celui de Vigneau, que sépare le Synclinal de Campussan. Si, d'une façon générale, tous ces plis sont couchés vers le Nord, il y a lieu de signaler toutefois le déversement vers le Sud du Synclinal de la Forêt de Larroque sur l'Anticlinal de Paracoch. Cet accident local est un pli en retour dans la couverture secondaire ; il s'explique facilement par de la contre-poussée.

Tous les plis, qui viennent d'être énumérés, s'ennoient avant d'atteindre la vallée de l'Arbas, où la bordure septentrionale du Massif de Milhas ne montre plus qu'une couverture régulière de terrains secondaires disposés en un flanc inverse complet allant du Permo-Trias, ou du Trias, à l'Albien. Au delà du Ger, les terrains secondaires enveloppent régulièrement la terminaison du Massif de Milhas qui plonge vers l'Ouest. Par-dessus le socle ennoyé ils passent ainsi, sans discontinuité, à la couverture méridionale du Massif de Milhas, dans laquelle le métamorphisme s'accuse progressivement vers le Sud.

Au Sud de l'accident anticlinal d'Alas et de Béouch, le *Synclinal métamor-*

phique des schistes de la Bellongue montre dans ses deux flancs, au Nord, les calcaires marmoréens de la crête de Cornudère et, au Sud, quelques lambeaux calcaires très discontinus qu'accompagnent de remarquables pointements de roches vertes (ophite de Castillon, Sor et Salsein, hornblendite du SW d'Argein, ophite d'Aucazein, ophite de Galey), enfin dans son axe les schistes albiens de la Bellongue. Ce large synclinal est couché au Nord et il est chevauché, sur son bord méridional, par les terrains primaires de la Zone axiale suivant un contact fortement incliné. Le Synclinal des schistes de la Bellongue, sous lequel le socle des Trois-Seigneurs s'est très brusquement ennoyé, suivant un contact presque vertical, au voisinage de la vallée du Lez, appartient à la bande des terrains métamorphiques dont nous connaissons déjà la partie plus orientale.

A l'Ouest du méridien de Saint-Lary, la couverture secondaire conservée au Sud du Massif de Milhas offre une disposition plus complexe. On y retrouve bien le prolongement du Synclinal des schistes de la Bellongue, avec le Synclinal de Saint-Lary et du Sourd ; mais, de part et d'autre de ce pli, s'alignent, parallèlement à lui, d'autres accidents : au Nord, l'Anticlinal de la Fontaine de l'Ours et le Synclinal de la Forêt d'Arbas, au Sud, l'Anticlinal du ravin d'Illous et le Synclinal du Pic de Piéjeau. Dans cette couverture continue, le métamorphisme est à peu près localisé au seul Synclinal de Saint-Lary et du Sourd, suivant lequel se situent, d'ailleurs, de gros massifs de roches vertes (ophite de Portet-d'Aspet, Iherzolite du Sourd, Iherzolite du Col d'Aillos), tandis qu'il disparaît progressivement dans les autres plis, tant vers le Nord, sur la bordure du Massif de Milhas, que vers le Sud, en se rapprochant de la Zone axiale.

A l'Ouest de la vallée du Ger, le Synclinal complexe, que nous suivons depuis Engomer et Castillon, se poursuit dans la région du Cagire et du Gar, où les terrains secondaires, passant vers le Nord au flanc inverse de la bordure septentrionale des massifs, sont conservés, à la faveur de l'ennoyage du socle, entre le Massif de Milhas et celui plus occidental de la Barousse. Le Synclinatorium du Gar et du Cagire est affecté de nombreux replis qui, dirigés au NW, prolongent ceux de la rive droite du Ger. Un anticlinal dissymétrique très aigu fait surgir, au milieu de la crête urgonienne du Cagire, le Trias du Pas de l'Àse et les dolomies jurassiques de Pique-Poque. Plus au NW, entre le Cagire et le Gar, la couverture secondaire est même entièrement décapée dans le ravin du Job, où un affleurement de gneiss jalonne la continuité profonde du socle hercynien entre Milhas et la Barousse. La série du Gar se relève vers l'Ouest et se perd en hauteur, à peu de distance de la vallée de la Garonne, lorsque surgit sous elle, en une nouvelle montée axiale du socle sur la ride de fond suivie depuis les Trois-Seigneurs, le **Massif de la Barousse**.

L'examen de la couverture secondaire de la Barousse permet d'étendre jusqu'à la vallée de la Neste notre conception d'un manteau sédimentaire continu, jeté sur les éléments du socle nord-pyrénéen.

La série du Gar, qui, d'autre part, se montre en continuité avec le revêtement posthercynien du Massif de Milhas, enveloppe entièrement la terminaison orien-

tale du Massif de la Barousse, pour se poursuivre vers l'Ouest de part et d'autre de l'affleurement du socle.

La série du Gar trouve sa retombée au Nord de l'Anticlinal du Col des Ares dans la série de Galié. Celle-ci se poursuit vers Siradan et Mauléon-Barousse, sur la rive gauche de la Garonne, formant aux terrains primaires une bordure régulière et très redressée jusqu'au delà de la vallée de la Neste, où elle enveloppe périclinalement la terminaison occidentale du massif.

Sur le bord méridional du Massif de la Barousse court la bande des calcaires secondaires métamorphiques de Saint-Béat, de Cierp et de Sarrancolin. A ses deux extrémités cette bande se montre en continuité, aussi bien vers l'Est avec la série du Gar, au delà du vallon de Boutx, que vers l'Ouest, au delà de la Neste, avec les couches indemnes de métamorphisme qui enveloppent la terminaison de la Barousse. La bande des calcaires marmoréens représente donc la retombée de la couverture posthercynienne du Massif de la Barousse au Sud de ce grand anticlinal de fond.

Les calcaires marmoréens de Saint-Béat, de Cierp et de Sarrancolin appartiennent à la bande des terrains métamorphiques que nous voyons ainsi se poursuivre, avec une étonnante constance, en avant de la Zone axiale, à travers les Feuilles de Quillan, de Foix et de Bagnères. Suivant une disposition qui, elle aussi, est générale et que nous avons déjà observée relativement aux autres massifs, court, sur le bord méridional de la bande marmoréenne, le contact anormal majeur qui sépare, d'une part, le socle hercynien de la Barousse et sa couverture secondaire, d'autre part, la Zone axiale et le revêtement propre de celle-ci. Cet accident est mis en évidence par de multiples dispositions de détail. Je citerai, par exemple, l'existence des lames paléozoïques de Cierp et du Nord du Col du Gembre, intercalées entre la bande marmoréenne et la couverture posthercynienne propre de la Zone axiale, de même que la disposition très particulière réalisée aux abords de la vallée de la Neste, où la bande des calcaires marmoréens prend en écharpe le marbre de Sarrancolin et les schistes noirs de Beyrède.

3. — LES LAMBEAUX DE LA COUVERTURE CÉNOMANIENNE DISCORDANTE

Il est incontestable que tout le versant nord-pyrénéen a été l'objet d'importants mouvements tectoniques antérieurs au Cénomanien. Ce fait, sur lequel depuis fort longtemps Magnan avait attiré l'attention au sujet de la région de Camarade, est tout à fait général ; je décris dans le présent travail de nombreuses dispositions de détail qui mettent parfaitement en évidence l'existence d'une phase orogénique antécénomanienne. *Le Cénomanien s'est déposé transgressivement et en discordance sur un substratum déjà plissé.* Les mouvements antécénomaniens ont certainement joué un rôle important dans les Pyrénées.

Relativement à la répartition des terrains cénomaniens et des couches plus élevées du Crétacé, on peut distinguer : d'une part, les affleurements situés le long du front nord-pyrénéen, d'autre part, un certain nombre de lambeaux isolés plus méridionaux.

1° Toute une série d'affleurements cénomaniens jalonnent le front nord-pyrénéen. Ils sont disposés sur la bordure septentrionale des massifs hercyniens et intercalés entre la couverture secondaire antécénomaniennne de ces massifs et les terrains plus récents (Crétacé supérieur et Nummulitique) du revêtement du Mouthoumet, du Plantaurel et des Petites Pyrénées. Je vais les énumérer de l'Est à l'Ouest.

Vient d'abord la longue bande qui, de Padern aux abords du Pic de Bugarach, suit la bordure méridionale du Synclinal de Soulatge.

Suivent les couches cénomaniennes du bassin de Quillan qui, sous le chevauchement du Bugarach, sont en continuité avec celles de la bande de Padern et qui supportent le Crétacé supérieur de Saint-Louis.

Plus à l'Ouest, le Céomanien de la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy forme une étroite bande continue depuis la vallée de l'Hers jusqu'à Antras, au Sud de Saint-Paul-de-Jarrat.

Sous le Crétacé supérieur du Synclitorium de Nalzen pointent, vers la terminaison occidentale de cet accident, le Céomanien de la butte de Gascogne, celui du Pic de Montgaillard et celui du Bastié.

Les divers témoins de la couverture cénomaniennne du Pech de Foix sont situés sur la bordure du chaînon, comme les affleurements de Sézenac, de Péreille, de Bac-d'en-Haut, de Sers et de Vernajoul. ou bien ils sont conservés en hauteur sur celui-ci, comme l'affleurement de Pradières et le témoin isolé du Pic de Leychert.

Plus à l'Ouest encore, le Céomanien de la bordure septentrionale du Massif de l'Arize, qui se poursuit au Nord des Massifs de Milhas et de la Barousse, forme, depuis Garrodoumeng, au Nord de Cadarcet, jusqu'aux alluvions du plateau de Lannemezan, un très vaste affleurement, communément appelé la « Zone cénomaniennne ».

2° Isolés au milieu des terrains plus anciens, trois vastes lambeaux cénomaniens, comportant peut-être à leur sommet du Crétacé supérieur plus élevé, jalonnent une bande qui court en somme entre les deux grandes rides anticlinales du versant nord des Pyrénées. Elle passe au Sud du Massif de l'Arize depuis la région de Tarascon et se poursuit vers Arbas, pour se relier sans doute, dans les parages de Soueich, à la « Zone cénomaniennne » plus frontale. Les trois témoins, aujourd'hui dissociés par l'érosion, sont, de l'Est à l'Ouest :

le lambeau de Saurat, situé à l'extrémité occidentale du bassin de Tarascon ;
le lambeau d'Oust et de Massat, conservé sur le front des Trois-Seigneurs et dont l'extension originelle jusque sur la bordure méridionale du massif est

indiquée par l'existence du minuscule affleurement de Flysch du Sud d'Ercé ¹ ;
le lambeau d'Arbas et de Fougaron, qui coiffe l'extrémité orientale du Massif de Milhas.

Sans revenir ici sur la description de ces divers affleurements, je rappellerai que leur examen nous a permis de formuler, chemin faisant, un certain nombre de conclusions relatives à la structure de la couverture cénomaniennne.

1° *Tous les affleurements de terrains cénomaniens, ceux du front nord-pyrénéen comme ceux répartis plus au Sud, reposent bien sur les couches antécénomaniennes.* Sans doute, en particulier dans ses lambeaux les plus frontaux, le Cénomanien peut-il participer à des dispositions en flanc inverse de toute la couverture secondaire et se trouver alors renversé sous des terrains plus anciens ; c'est le cas sur la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy. Il suffit alors de suivre les couches latéralement, pour les voir se redresser et se présenter en superposition normale sur les terrains plus anciens. Les véritables relations de position sont celles qu'indiquent aussi bien l'enveloppement périclinal du chaînon du Pech de Foix par le Cénomanien de Péréille, que la situation élevée des lambeaux cénomaniens de Pradières et du Pic de Leychert, qu'enfin la disposition du Cénomanien et du Crétacé supérieur dans le bassin de Saint-Louis.

La superposition des terrains cénomaniens aux couches plus anciennes est tout aussi nette pour les lambeaux plus internes de Saurat, d'Oust et d'Arbas. Là encore, des dispositions secondairement acquises peuvent localement masquer les relations originelles. Je citerai : le déversement au Nord de la bordure méridionale du lambeau de Saurat dans la partie occidentale de celui-ci, le déversement au Nord de la bordure méridionale du lambeau d'Arbas, comme de celle du lambeau d'Oust vers ses deux extrémités, enfin la contre-poussée locale vers le Sud du bord septentrional du lambeau d'Oust et de Massat dans les environs de Campfaba et sur la route du Col de Port. Mais, par opposition à ces contacts longitudinaux essentiellement sujets à des renversements locaux, les terminaisons des affleurements sont toujours concluantes ; elles prouvent la disposition synclinale de tous les lambeaux cénomaniens. Citons, comme particulièrement typiques, la terminaison orientale du lambeau de Saurat sur les marnes albiennes du Synclinal d'Aynat, les deux terminaisons du lambeau d'Oust et de Massat, aussi bien vers l'Est sur les schistes carburés de la route du Col de Port, que vers l'Ouest sur le granite de Rogalle, enfin la terminaison orientale de l'affleurement d'Arbas et de Fougaron au Nord du ravin de la Ille.

2° En plus des relations de position dont il vient d'être question, l'examen de la périphérie des affleurements cénomaniens nous a montré le *Cénomanien dis-*

¹ On est en droit de se demander si le petit lambeau de Flysch du Sud d'Ercé ne jalonne pas, avec l'affleurement de calcaires cénomaniens de Sarrancolin, situé hors du champ de mes recherches, sur la bordure méridionale du Massif de la Barousse, une nouvelle bande cénomaniennne qui s'allongerait entre la ride anticlinale Trois-Seigneurs-Milhas-Barousse et la Zone axiale.

cordant sur un substratum antécénomaniens plissé. Mes observations à ce sujet sont fort nombreuses ; elles sont relatives, aussi bien aux affleurements cénomaniens de la zone frontale, qu'à ceux dont la situation est plus interne. Je signalerai, tout d'abord, l'indépendance d'allure du Cénomaniens du Pech de Foix et des couches plus anciennes. De même, sur la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy, tout le long de l'étroite bande de terrains secondaires antérieurs au Cénomaniens, les plis antécénomaniens sont coupés de la manière la plus irrégulière et souvent obliquement par le plan de contact du Cénomaniens et, plus au Nord, les couches cénomaniennes montrent, par opposition aux couches secondaires plus anciennes et vigoureusement plissées, une allure tectonique beaucoup plus simple. De la même façon, me paraissent pouvoir s'expliquer par le simple jeu des mouvements antécénomaniens les accidents qui jalonnent le contact de la Zone cénomaniens de Camarade avec les replis frontaux de la couverture antécénomaniens de l'Arize, l'Anticlinale de Carrère, de Laquère et de Seille, l'Anticlinale de Sainte-Croix-de-Gajan et le complexe de Bonrepaux.

Passant aux affleurements cénomaniens plus internes, nous voyons le lambeau de Saurat reposer indifféremment sur tous les terrains de la couverture secondaire antécénomaniens et même localement, vers son extrémité occidentale, sur les terrains primaires du socle hercynien des Trois-Seigneurs. Du reste, indépendamment de cette disposition, qui est déjà typique, la discordance des calcaires cénomaniens de la barre des Irretches sur les marnes albiennes s'observe dans d'excellentes conditions au-dessus de Rabat. Quant au Synclinal d'Arbas, rappelons seulement la disharmonie complète de plissement du Flysch crétacé à son extrémité orientale, où il repose sur le pli-faille à noyau primaire d'Alas et de Béouch. C'est, enfin, la bordure septentrionale du lambeau d'Oust et de Massat qui, suivie depuis Massat jusqu'à Soueix, nous a offert les dispositions les plus caractéristiques. Le Cénomaniens recouvre indifféremment le granite et les couches primaires du Massif des Trois-Seigneurs, ou bien encore la lame verticale de terrains secondaires pincée en avant du massif, et il atteint même localement l'écaille frontale de schistes siluriens. Dans cette région la discordance du Flysch sur son substratum est aussi typique que celle de la barre des Irretches sur l'Albien de Rabat.

3° Relativement à la composition des couches cénomaniennes, je ne rappellerai ici que le gros intérêt qui s'attache à la considération de leurs conglomérats de base. La grande variété des dépôts, schistes, grès, lentilles calcaires, microbrèches et conglomérats grossiers, traduit le caractère très instable de la sédimentation au Cénomaniens. Transgressif sur un pays déjà plissé, le Cénomaniens lui a emprunté les éléments de ses poudingues et de ses brèches. Aussi retrouve-t-on tous les matériaux du socle hercynien et tous ceux de sa couverture antécénomaniens, soit à l'état de division très poussée dans les microbrèches cénomaniennes, soit sous forme de blocs de grande taille dans des conglomérats très grossiers (brèches sédimentaires du Picou de Freychenet et de

Montgaillard, conglomérat de Camarade, conglomérat granitique de Rogalle, conglomérat ophitique de Beauregard).

Quoique comportant encore quelques éléments d'origine plus lointaine, les conglomérats sont souvent assez homogènes dans leurs éléments constitutants et fournissent surtout des blocs empruntés au substratum immédiat. Le Cénomanién se montre, en effet, souvent en repos direct sur son substratum stratigraphique originel. Ce fait indique que la couverture cénomaniénne n'a pas glissé, qu'elle n'a pas subi d'entraînement d'ensemble. Elle a seulement été très violemment plissée lors des mouvements tertiaires. Le substratum du Cénomanién, aussi bien le socle hercynien que les lambeaux de la couverture antécénomaniénne, s'est alors décomposé en écailles, et certains des blocs résultant de ce morcellement, refoulant devant eux les couches cénomaniénnes, ont pu être poussés verticalement vers le haut et même se détacher de leur racine profonde. C'est à de tels complexes détachés du substratum du Cénomanién que l'on doit attribuer tous les massifs primaires qui affleurent au milieu de la Zone cénomaniénne entre l'Arize et le Salat, à savoir les massifs de Gausseran, de Camarade-Contrazy, de Marbois-Ferrié, de Betchat-Bagert et de Salies-du-Salat, ainsi que les écailles de Baup.

Au terme de l'analyse que l'on vient de lire, nous pouvons grouper dans un schéma tectonique les trois éléments structuraux que sont : le socle hercynien, la couverture secondaire antécénomaniénne et le Cénomanién discordant. En avant de la Zone axiale s'alignent deux grandes saillies anticlinales de fond. Sur celles-ci est jeté un manteau sédimentaire; il est continu, mais affecté de nombreux accidents de détail commandés par les jeux du socle. Il est, d'autre part, complexe, et l'allure relativement tranquille des couches cénomaniénnes contraste avec celle des terrains plus anciens déjà plissés avant le dépôt de celles-ci. Le schéma est cohérent ; il va nous permettre de formuler les conclusions ultimes auxquelles nous voulons aboutir, en essayant de caractériser le style tectonique nord-pyrénéen.

II. — LE STYLE TECTONIQUE NORD-PYRÉNÉEN

Arrivé au terme de l'étude des principales unités structurales nord-pyrénéennes, j'ai atteint l'objectif fixé au début, à savoir la description des accidents. Je souhaiterais que le lecteur retienne surtout de mon travail cette partie purement objective, cette analyse dont les grands traits, rapidement brossés dans le résumé qui précède, sont aussi fixés par la représentation graphique fournie par les cartes et les coupes qui accompagnent l'ouvrage.

Cependant, en terminant, je voudrais aborder des considérations plus générales et, faisant abstraction de la nomenclature des éléments, chercher à préciser les grandes caractéristiques de la chaîne étudiée, essayer, en d'autres termes, de définir le style tectonique nord-pyrénéen.

Comme l'a suggéré M. Emile Argand, comme M. Ch. Jacob et moi-même l'avons dit à maintes reprises, *les Pyrénées constituent une chaîne de fond*. Donnons à ce sujet quelques précisions, en rappelant d'abord les caractères d'une chaîne de fond, en nous demandant ensuite dans quelle mesure l'étude des Pyrénées apporte une illustration objective à ces vues théoriques. Dans l'examen des quelques conclusions générales qui suivent, j'invite le lecteur à se dégager des cartes et des coupes de détail et à regarder le schéma structural (pl. IV) et les coupes de la planche V.

On sait qu'une chaîne de fond est une chaîne qui a repris un vieux socle anciennement plissé. Elle comporte un socle et un revêtement sédimentaire. Le vieux bâti, anciennement plissé, puis plus ou moins figé, induré, comme dit E. Argand, par des montées granitiques et finalement arasé, peut avoir rejoué à une ou à plusieurs reprises ; mais, constitué par du matériel « mort », inerte, il n'intervient que globalement, sans que ses accidents propres imposent véritablement une influence sur les formes structurales nouvelles. Les plis morts du socle, les vieux batholites qui y sont englobés en nombre variable, ont, dans le plissement de fond, un comportement purement passif. La chaîne de fond a aussi un revêtement sédimentaire. Celui-ci, primitivement collé au socle, s'est plié à tous ses mouvements. Aussi, la tectonique passive et souple du revêtement sédimentaire se distingue-t-elle de la tectonique active et cassante du socle. Dans certains cas, cependant, le revêtement peut se décoller de son substratum et, évoluant indépendamment du socle, être affecté de mouvements propres. Il s'y dessine des plis que nous désignerons, avec E. Argand, sous le terme de *plis de couverture*, en les distinguant de ceux qui tirent seulement leur origine des interactions avec le socle et que l'on pourrait appeler des *plis de revêtement*.

Telle est la conception théorique de la chaîne de fond. Quelles sont les vues objectives qu'apporte à son appui l'étude du versant nord des Pyrénées ?

Le socle

En rejouant lors des mouvements antécénomaniens et de ceux du Lutétien, le socle nord-pyrénéen, violemment serré, poussé vers le Nord et ne pouvant, du fait de sa semi-rigidité, se disposer en grands plis couchés, a le plus souvent « cassé ».

Il l'a fait à un premier degré, c'est-à-dire qu'il s'est morcelé en de grands compartiments longitudinaux séparés par de profondes cassures. Dans chacun de ces compartiments, les affleurements du socle dessinent, au milieu de la couverture discordante, de longs noyaux anticlinaux plus ou moins régulièrement elliptiques. Leur forme, surtout, rappelle les « amygdaloïdes » de la chaîne alpine ; mais la comparaison ne saurait être poussée à fond, car les massifs du versant nord-pyrénéen correspondent à de véritables saillies du môle, dont le déplacement tangentiel reste peu important. Seuls, les massifs centraux des

Alpes occidentales, affleurant au milieu de régions sédimentaires, rappellent les massifs nord-pyrénéens. Le morcellement du socle en de grands compartiments, sur chacun desquels s'alignent les massifs hercyniens en autant de saillies séparées par des ennoyages souvent très brusques, est bien le fait de profondes cassures. Celles-ci peuvent être masquées par un épais revêtement sédimentaire : c'est le cas pour la grande fracture qui, sur le front de la chaîne, sépare le môle nord-pyrénéen de celui du Mouthoumet. Mais dans des zones plus internes, où l'observation des éléments du socle est plus aisé, si l'on étudie les relations des trois grands ensembles structuraux que sont, du Nord vers le Sud, le pli de fond Agly-Saint-Barthélemy-Arize, le pli de fond Trois-Seigneurs-Milhas-Barousse, et enfin la Zone axiale, on voit que ces trois longues bandes sont séparées par de grandes fractures qui s'accompagnent par place d'un rejet considérable.

Outre ce morcellement d'ensemble, le socle hercynien des Pyrénées a cassé dans le détail, si bien que chacun de ses blocs élémentaires peut être lui-même recoupé par de nombreuses cassures longitudinales. En effet, si nous connaissons quelques terminaisons périclinales simples de massifs primaires avec enveloppement régulier de la couverture, on observe aussi, dans bien des cas, à l'extrémité longitudinale d'un massif, un véritable émiettement du socle. Je mentionnerai, une fois de plus, le curieux Massif de Bessède, dont le socle s'ennoie tranquillement en coupole vers l'Est, tandis que, vers l'Ouest, il se morcelle en longues lames verticales isoclinales. On trouve bien d'autres exemples du style cassant des massifs nord-pyrénéens. Je citerai le morcellement de la partie occidentale du Mouthoumet, l'émiettement du Massif de l'Agly dans sa région frontale, la digitation du socle des Trois-Seigneurs vers la terminaison occidentale de ce massif. Dans une région plus frontale, le tréfonds, qui sert de substratum à la Zone cénomaniennne de Camarade, est affecté d'un morcellement poussé à l'extrême et il se décompose en écaillés, dont certaines peuvent même se détacher de leur racine profonde.

Toutes les cassures nord-pyrénéennes, que ce soient les grandes fractures ou les accidents de second ordre, ont un caractère commun tout à fait frappant, leur très forte inclinaison. Dans la moitié orientale et centrale du versant nord des Pyrénées, tous les éléments du socle morcelé, au moins tels qu'ils nous apparaissent après les formidables érosions subies par l'édifice, sont poussés vers le Nord : mais, par suite d'un serrage intense, ils restent très redressés et les cassures qui les limitent sont subverticales ou plongent très fortement au Sud. Ce n'est qu'exceptionnellement, en particulier dans la région frontale de la chaîne, que ces accidents peuvent atteindre des inclinaisons de 45°. Les plis de fond nord-pyrénéens n'ont, dans la partie orientale de la chaîne, pas évolué jusqu'au stade de charriages cassants. D'ailleurs, toujours en relation avec la très forte inclinaison des accidents au moins en profondeur, on peut localement observer dans les zones de grande serrée des dispositions à double déversement : le Massif de l'Agly en offre un exemple sur le méridien de Trilla, de même que le Massif des Trois-Seigneurs qui, au Port de la Core, rejaillit vers le Sud sur la Zone axiale.

Le revêtement

Pour désigner l'ensemble de terrains secondaires disposés sur le socle nord-pyrénéen, j'emploierai intentionnellement le terme de revêtement, plutôt que celui de couverture. En effet, au sens d'E. Argand, la notion de couverture implique une individualité par rapport au socle, une évolution tectonique propre, se traduisant, indépendamment des accidents du socle, par la formation de plis de couverture. Une question se pose : dans les Pyrénées, le manteau de terrains secondaires est-il étroitement collé sur le socle hercynien et les plis qui l'affectent épousent-ils les accidents du socle, ou bien a-t-on une véritable couverture, dont l'évolution indépendante se traduit par l'existence de plis propres, de plis de couverture ?

Dans la grande majorité des cas, les terrains secondaires nous ont semblé être étroitement liés au socle nord-pyrénéen et les dispositions structurales qu'ils réalisent être commandées directement par les interactions des divers blocs du socle.

La liaison intime du tréfonds hercynien et du revêtement sédimentaire ressort avec la plus grande évidence de certaines dispositions, comme les enveloppements périclinaux réguliers des massifs par un manteau de terrains secondaires moulant étroitement le socle. La coupole de Salvezines, la terminaison orientale du Massif de Bessède, l'enveloppement du Massif de l'Arize par les couches des environs de Saint-Girons, celui de la Barousse par la série secondaire du Gar montrent indiscutablement le revêtement posthercynien collé au socle.

Mais, même lorsque la structure des terrains secondaires devient plus complexe, on peut, je crois, la mettre toujours en rapport avec l'allure du socle. Lorsque ce dernier casse, lorsqu'il s'émiette, on peut constater que des accidents comparables affectent les couches secondaires. Les éléments rigides du revêtement se cassent eux aussi et ils arrivent alors à se comporter mécaniquement, au milieu des couches plus tendres, comme les éléments du socle. On obtient ainsi ces étroites lames calcaires verticales, comme éclatées au milieu de sédiments plus plastiques, enracinées, mais souvent étranglées à leur base, qui ont tant intrigué les auteurs et auxquelles P. Viennot a donné le nom d'« extrusions ». Or, on peut, dans certains cas, observer que de telles lames viennent finalement coiffer régulièrement des éléments du socle ; c'est ainsi que la lame anticlinale de Puilaurens et du Signal de l'Albèze se moule, dans son tronçon médian, sur l'écaille du granite de Lesquerde, écaille frontale essaimée par le Massif de l'Agly. Dans le même sens plaide l'allure de la terminaison occidentale du Massif de Bessède, où l'on voit d'étroites bandes de terrains secondaires serrées entre les lames isoclinales du socle.

On doit pouvoir généraliser cette constatation et il semble bien que la plupart, tout au moins, des replis du manteau secondaire épousent des accidents du socle. Ne doit-on pas attribuer la très belle virgation que dessinent le pli-faille

d'Alas et de Béouch, les plis de la Forêt de Larroque et le pli-faille de Montégut, au morcellement, dans un style très large, du socle des Trois-Seigneurs au delà de l'extrémité occidentale du massif ?

Le manteau secondaire nous apparaît ainsi comme intimement soudé au socle ; soumis à l'action de son cadre et de son substratum, dont la surface s'est plissée et dont la masse a cassé, il en a épousé les mouvements. Les accidents du revêtement traduisent dans un matériel beaucoup plus souple l'influence des accidents du tréfonds ; on ne peut donc pas parler à leur sujet de plis de couverture ; désignons-les sous le terme de *plis de revêtement*.

Cette conception doit-elle être exclusive, ou bien y a-t-il aussi, sur le versant français des Pyrénées, de véritables plis de couverture, c'est-à-dire des plis dont la formation, précédée d'un décollement du manteau secondaire par rapport au socle, doit être considérée comme le résultat des mouvements propres de ce manteau évoluant indépendamment du socle ? Il me semble que, au moins dans la partie de la chaîne que j'ai étudiée, de tels accidents n'ont pu jouer qu'un rôle tout à fait minime. Je crois, en effet, voir partout les terrains secondaires liés au tréfonds hercynien et je ne connais pas de décollement de couverture d'une grande envergure. Examinons, à ce sujet, les rares cas dans lesquels il pourrait y avoir quelque doute.

Le chevauchement frontal nord-pyrénéen est certainement l'accident qui détermine sur le versant français les déplacements tangentiels les plus importants. On ne peut, cependant, nulle part y mettre en évidence un déplacement d'ensemble du manteau secondaire par rapport au socle. Nous savons, en effet, que le chevauchement frontal est réalisé par un relais longitudinal d'accidents intéressant des plis différents qui déferlent les uns par-dessus les autres. Ce morcellement longitudinal du chevauchement me paraît déjà un indice de l'influence du tréfonds rigide et morcelé sur un revêtement resté en connexion avec lui, sans doute beaucoup plus souple, mais toutefois incapable d'évoluer indépendamment. Non seulement, l'influence du socle se fait-elle sentir tout le long du front nord-pyrénéen, mais le socle, qui nulle part ne doit être très profond sous les terrains secondaires, vient fréquemment au jour au milieu de ceux-ci. Le socle n'est certainement pas très profond sur la ride frontale que coiffe le magnifique pli couché du Bugaraeb, puisqu'une boutonnière de Primaire a été récemment découverte au Col d'aix Garbès. On ne saurait davantage nier que la structure de la Zone cénomaniennne de l'Ariège est entièrement commandée par l'allure du tréfonds, qui affleure d'ailleurs, au milieu de celle-ci, en toute une série de pointements qui s'alignent au Sud des Petites Pyrénées. De même, si certains accidents des terrains secondaires à l'intérieur du bassin de Tarascon pourraient, *à priori*, rappeler par leur souplesse des plis de couverture, le fait que l'un d'eux, l'anticlinal qui enveloppe l'écaille primaire du Bois de la Garrigue, est incontestablement lié au socle, amène à se demander si cette dernière disposition n'est pas générale.

Relativement à quelques rares accidents de faible importance, on peut cepen-

dant parler, non de véritables décollements de couverture, mais plutôt de simples glissements élémentaires locaux des terrains secondaires sur le bord d'un massif hercynien. C'est ainsi qu'au Nord de Saurat, sur la bordure septentrionale du bassin de Tarascon, le manteau secondaire, légèrement décollé du socle de l'Arize, a glissé sur celui-ci, en même temps que s'étiraient ses termes de base. De tels accidents ont pu être facilités par la présence, à la base du revêtement secondaire, de Trias gypseux jouant le rôle de lubrifiant.

En fait, les dispositions offertes par les affleurements triasiques sont très spéciales. Du fait de sa plasticité, le Trias gypseux a sa mobilité propre. Sa tectonique, généralement indépendante de la structure d'ensemble du manteau sédimentaire, a donné lieu, dans bien des régions du monde, à de longues discussions, non encore closes. La tectonique spéciale du Trias, ressortissant de la « tectonique du sel », a pour prototype la « giclure », à vrai dire peu différente de « l'injection filonienne » des anciens auteurs. Primitivement accumulé à la base de la couverture, le Trias a émigré ; il s'est injecté dans les autres terrains à la faveur de cassures, ou s'est épanché à la surface dans des gisements secondaires suivant les dispositions tectoniques les plus diverses. Les Pyrénées nous en ont fourni d'excellents exemples. Le contact de la Zone céno-manienne et des Petites Pyrénées a notamment servi de voie de migration aux masses considérables de Trias qui se sont épanchées pour donner les vastes affleurements de Betchat et de Salies-du-Salat. La sortie brutale du Trias au milieu des marnes d'Aynat, au Nord de Bèdeillac, est une giclure typique ; nous connaissons d'autres injections triasiques, en particulier au Sud de Maury, dans l'axe du Synclinal du Mas d'el Ménut. Ce ne sont là, cependant, que des dispositions de détail tout à fait locales, et je crois pouvoir dire que, dans toute la région que j'ai étudiée, la présence de Trias à la base du manteau sédimentaire n'a nulle part déterminé de décollement de quelque ampleur.

Nous venons de fixer les grands traits de la chaîne de fond que sont les Pyrénées. Il eut été fort intéressant de pouvoir, en terminant ce travail, tenter une reconstitution de l'histoire des plissements de fond nord-pyrénéens, c'est-à-dire de faire la part, dans la structure définitive de la chaîne, de ce qui revient à la phase orogénique antécéno-manienne et de ce qui est le fait des plissements du Lutétien supérieur, la phase hercynienne n'entrant en ligne de compte qu'en ce qu'elle a fourni un état de choses préexistant, un matériel qui a été repris par les plissements ultérieurs. Je dois reconnaître que je ne puis fournir un tel essai de reconstitution. Je constate qu'il y a eu des plissements antécéno-maniens certains ; mais, quant à discriminer leurs effets vis-à-vis des plissements tertiaires qui se sont superposés à eux, il est rare que l'on puisse fournir des observations caractéristiques.

Le problème est, en fait, d'une grande complexité. D'une part, nombre de grands accidents du versant nord-pyrénéen et du Mouthoumet, qui intéressent les dépôts céno-maniens, sont certainement postérieurs au Céno-manien. Mais on ne saurait, d'autre part, s'empêcher de remarquer le fait suivant : de même

qu'entre le socle du Mouthoumet et le socle pyrénéen proprement dit se dispose le Crétacé supérieur du Synclinorium de Soulatge, les affleurements cénomaniens internes de Saurat, d'Oust-Massat et d'Arbas se répartissent sur une bande synclinale qui court entre les deux grands plis de fond de l'Arize et des Trois-Seigneurs. Sans doute, pourrait-on expliquer cette disposition en disant que les lambeaux cénomaniens, primitivement beaucoup plus étendus, ne sont conservés sur l'alignement en question que par suite de la situation synclinale qu'ils y occupent. On doit, cependant, remarquer qu'à Saurat, à Oust et à Arbas ces lambeaux coiffent en discordance de grandes cassures qui n'intéressent que le socle et le revêtement antécénomaniens. Ces accidents, qui ont d'ailleurs pu rejouer plus ou moins au Tertiaire, étaient donc déjà indiqués avant le dépôt du Cénomaniens. Il semble bien que, dès les premiers plissements de fond de la phase antécénomaniens, les Pyrénées évoluaient vers le style tectonique que nous lui connaissons et que celui-ci, caractérisé par un morcellement du socle en blocs serrés entre eux dans une position voisine de la verticale et par la liaison intime du revêtement secondaire à ces éléments profonds, soit en grande partie le fait des plissements antérieurs au Cénomaniens.

Je m'en tiendrai à ces suggestions relativement à l'histoire de la chaîne. C'est, en effet, surtout par l'étude stratigraphique des régions bordières et des bassins d'alentour, de l'évolution de leurs dépôts constitutifs et de la répartition des faciès, en essayant d'obtenir des précisions sur leurs discordances que, pour chaque chaîne, on peut obtenir les meilleurs éléments de reconstitution des zones internes elles-mêmes. Dans le cas particulier des Pyrénées centrales et orientales, la considération du bassin d'Aquitaine, des Petites Pyrénées et des Corbières serait d'un grand intérêt. Ainsi, sauf les remarques générales fournies plus haut, une telle reconstitution sort du cadre de mon travail.





Coupe I



Coupe II



ESSAI DE COUPES STRUCTURALES DU VERSANT NORD DES PYRÉNÉES CENTRALES ET ORIENTALES

Echelle : 1/160.000^e.

La coupe I, relevée sur la rive droite de l'Aude, vers la terminaison occidentale du Mouthoumet, passe par les localités d'Alet et de Salvezines.

La coupe II est relevée à l'Ouest de Camarade, entre les vallées de l'Arize et du Salat.

N.-B. — Pour la partie de la coupe I intéressant le socle du Mouthoumet et sa couverture, l'auteur a utilisé des documents inédits de M. CH. JACOB.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION.	1
INDEX BIBLIOGRAPHIQUE	5
LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE NORD-PYRÉNÉENNE	18
HISTORIQUE DES PRINCIPALES INTERPRÉTATIONS RELATIVES A LA STRUCTURE DU VERSANT NORD DES PYRÉNÉES CENTRALES ET ORIENTALES.	33
ANALYSE STRUCTURALE DÉTAILLÉE	52
 CHAPITRE PREMIER. — Les grandes unités structurales de la Feuille de Quillan	52
 I. — Le Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet et les acci- dents situés au Nord de celui-ci	54
Le front pyrénéen sur la Feuille de Quillan.	54
Le bassin de Quillan et de Saint-Louis	56
Le chevauchement du Bugarach	60
Le chevauchement frontal du Pays de Sault	64
L'Anticlinorium de la Forêt de Bélesta	67
Le Synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet	71
 II. — Les accidents situés au Sud du Synclinorium de Saint- Paul-de-Fenouillet	80
a) <i>Partie orientale de la Feuille de Quillan : à l'Est de la vallée de l'Aude</i>	80
La ride anticlinale des massifs hercyniens : le Massif de l'Agly et le Dôme de Salvezines	83
Le Massif de l'Agly	83
Limites et constitution du massif	83
La couverture secondaire du massif	84
Le Massif de Salvezines	104

	Pages
Le Synclinal métamorphique de la Forêt de Boucheville	105
Le bord septentrional du synclinal.	106
Sa terminaison orientale aux environs de Bélesta-de-la-Frontière	112
La bordure méridionale du synclinal; le front de la Zone primaire axiale entre Neffiach et Sainte-Colombe	117
La terminaison occidentale du synclinal; l'ennoyage vers l'Est des calcaires du plateau du Clat et du Nord de Sainte-Colombe	123
b) <i>Partie occidentale de la Feuille de Quillan; depuis la vallée de l'Aude jusqu'à la bordure du Saint-Barthélemy</i>	132
Le Massif de Bessède-de-Sault.	134
Limites et constitution du massif	134
Rapports structuraux du massif et de sa couverture secondaire	135
Le Synclinal métamorphique de Rodome et d'Aunat	149
La région comprise entre le Synclinal de Rodome et la Zone primaire axiale	153
L'Anticlinal du Picou de la Montjoie	155
Le Synclinal de Niort et la série de Fontanes	159
Les affleurements du socle hercynien dans le Pays de Sault à l'Ouest de la vallée du Rébenty	168
Le métamorphisme des couches secondaires du Pays de Sault. Les roches vertes de la région de Prades et de Caussou	172
Le front de la Zone primaire axiale entre la vallée du Rébenty et le village de Caussou	175
 CHAPITRE II. — Les Massifs de l'Ariège : Saint-Barthélemy, Arize et Trois-Seigneurs. Leurs positions respectives; leurs relations structurales avec la Zone axiale	 178
I. — Les bordures orientale et méridionale du Saint-Barthélemy; la plongée du massif vers l'Est sous le Pays de Sault	178
II. — Le bassin secondaire de Tarascon-sur-Ariège.	192
La périphérie du bassin secondaire de Tarascon.	194
Le bord méridional des terrains secondaires; leur contact avec la Zone primaire axiale.	194
Le bord occidental des terrains secondaires; leur contact avec le Massif des Trois-Seigneurs	197
Le bord septentrional des terrains secondaires; le contact avec le Massif de l'Arize; le contact avec le Massif du Saint-Barthélemy	201

Les plis propres de la série secondaire de Tarascon	217
La structure de la couverture antécénomaniennne.	217
La structure de la couverture cénomaniennne. — Le lambeau de Saurat.	229
Conclusions.	235

III. — Le Synclinal complexe d'Oust et de Massat 238

La structure des terrains antécénomaniens dans la région d'Oust et de Massat.	240
Les lambeaux secondaires du Col de Port	240
Le contact du Massif de l'Arize et du Massif des Trois-Seigneurs entre Col del Four et la vallée de l'Arac	241
La structure du Ker de Massat	242
La zone de contact des Massifs de l'Arize et des Trois-Seigneurs depuis Biert jusqu'à la vallée du Salat	245
La couverture cénomaniennne du Massif des Trois-Seigneurs. — Le Synclinal d'Oust et de Massat.	251
Caractères lithologiques et âge du Flysch d'Oust et de Massat	251
La périphérie de l'affleurement de Crétacé supérieur d'Oust et de Massat	253
Conclusions.	269

IV. — La bordure méridionale du Massif des Trois-Seigneurs 271

La bande des terrains secondaires métamorphiques de Vicedessos, d'Aulus et de Sentenac.	272
Le contact du Massif des Trois-Seigneurs et de la Zone primaire axiale entre les vallées du Salat et du Lez	280

CHAPITRE III. — Les régions frontales de la chaîne sur les Feuilles de Foix, de Pamiers et de Saint-Gaudens 283

I. — La bordure septentrionale du Massif du Saint-Barthélemy. 283

La couverture secondaire antécénomaniennne de la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy	284
Le Cénomanien de la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy	290
Le Cénomanien du Pic de Montgaillard et de la butte de Gascogne	301

II. — La bordure septentrionale du Massif de l'Arize 307

Le chaînon du Pech de Foix	309
La structure propre du chaînon du Pech de Foix ; ses plis antécénomaniens.	310

	Pages
La terminaison orientale du chaînon du Pech de Foix ; les rapports des terrains antécénomaniens avec la couverture cénomanienne et avec les terrains crétacés supérieurs et éocènes du pays sous-pyrénéen	323
La couverture cénomanienne du chaînon du Pech de Foix ; les accidents de la bordure du chaînon	334
La couverture secondaire antécénomanienne du Massif de l'Arize ; le Pays du Sérour	341
Le renversement de Cadarcet	341
Le Pays du Sérour à l'Ouest du méridien de Suzan	345
La Zone cénomanienne au Nord des Massifs de l'Arize, de Milhas et de la Barousse	358
La constitution de la Zone cénomanienne	359
La Zone cénomanienne entre Garrodoumeng et la vallée de l'Arize	360
La Zone cénomanienne entre la vallée de l'Arize et la vallée du Salat	364
La Zone cénomanienne entre la vallée du Salat et l'extrémité occidentale de la Feuille de Saint-Gaudens	370
Conclusions	374
La bordure septentrionale de la Zone cénomanienne	376
La bordure méridionale de la Zone cénomanienne	382
CHAPITRE IV. — Les Massifs de la Haute-Garonne et des Hautes-Pyrénées entre la vallée du Salat et la vallée de la Neste.	389
I. — La région comprise entre la vallée du Salat et celle du Ger	389
a) La terminaison occidentale du Massif de l'Arize	391
L'envoyage du Massif de l'Arize vers l'Ouest sous sa couverture secondaire ; le pli-couché de Surroque	391
Le repli frontal de la couverture secondaire du Massif de l'Arize ; l'accident anticlinal de Sainte-Croix-de-Gajan et de Bonrepaux	401
b) La ride anticlinale des Massifs des Trois-Seigneurs et de Milhas	403
Le substratum hercynien	404
Le pli-faille d'Alas et de Béouch	404
Le Massif de Milhas	406
La couverture secondaire antécénomanienne	407

La couverture secondaire antécénomaniennne au Nord de l'alignement des massifs hercyniens des Trois-Seigneurs et de Milhas	407
La couverture secondaire antécénomaniennne au Sud de l'alignement des massifs hercyniens des Trois-Seigneurs et de Milhas	425
Le Synclinal métamorphique des schistes de la Bellongue	425
La couverture secondaire au Sud du Massif de Milhas	429
Le contact de la Zone primaire axiale et des terrains secondaires entre Castillon et la vallée du Ger	434
La couverture cénomaniennne du Massif de Milhas. Le Synclinal d'Arbas et de Fougaron.	436
La nature et l'allure des couches de l'affleurement d'Arbas	437
La périphérie de l'affleurement cénomanien d'Arbas et de Fougaron.	438
II. — La région comprise entre les vallées du Ger et de la Neste. — Le Massif primaire de la Barousse.	448
a) <i>La terminaison orientale du Massif de la Barousse; les montagnes du Gar et du Cagire</i>	<i>451</i>
La série du Pic du Gar; ses relations structurales avec la bande des calcaires marmoréens de Saint-Béat et avec la série secondaire de Frontignan et de Galié	451
Analyse structurale détaillée de la région du Gar et du Cagire.	465
Le prolongement oriental de l'Anticlinal du Col des Ares; la région de Cazaunous, d'Arguenos et de Juzet-d'Izaut	466
Le Synclinorium du Gar et du Cagire.	472
b) <i>La couverture secondaire du Massif de la Barousse à l'Ouest de la vallée de la Garonne jusqu'à l'ennoyage occidental du massif</i>	<i>477</i>
La bordure méridionale du Massif de la Barousse à l'Ouest de la vallée de la Garonne. La bande des calcaires marmoréens de Cierp, de Sost et de Sarrancolin	477
La bordure septentrionale du Massif de la Barousse à l'Ouest de la vallée de la Garonne	480
La terminaison occidentale du Massif de la Barousse	483
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	485
I. Vue d'ensemble sur la structure de la partie orientale du versant nord des Pyrénées	486
II. Le style tectonique nord-pyrénéen	509

TABLE DES FIGURES DANS LE TEXTE

Figures	Pages
1. — Esquisse structurale montrant le relai du chevauchement du Bugarach et du chevauchement frontal du Pays de Sault de part et d'autre du bassin de Quillan	56
2. — Coupe du front nord-pyrénéen le long de la route de Bélesta à Puivert au Nord du Col du Chandelier	65
3. — Deux coupes du front du Massif de l'Agly dans la région du Col de Pourteil	88
4. — Trois coupes du front du Massif de l'Agly au Sud de Maury	90
5. — Coupe montrant le laminage du Synclinal de Fosse entre le Massif de l'Agly et la lame de Puilaurens au Nord de Saint-Martin	97
6. — Carte géologique de la terminaison occidentale du Massif de l'Agly	100
7. — Coupe du ruisseau qui coule à l'Ouest de Fenouillet	101
8. — Coupe de la rive droite du Faussibre	109
9. — Deux coupes de la terminaison occidentale du Synclinal de la Forêt de Boucheville aux environs de Bélesta-de-la-Frontière	114
10. — Carte géologique des environs de Bélesta-de-la-Frontière	115
11. — Coupe du front de la Zone axiale dans le grand vallon au NNW de Montalba	118
12. — Coupe du front de la Zone axiale aux abords de Sainte-Colombe	122
13. — Coupe de la vallée du Faussibre en amont de Salvezines	124
14. — Coupe de la rive gauche de l'Aude dans les gorges de Saint-Georges	127
15. — Carte géologique de la terminaison occidentale du Massif de Bessède	142
16. — Coupes en série de la terminaison occidentale du Massif de Bessède	143
17. — Coupe des Massifs de Bessède et du Picou de la Montjoie par Rodome et la Fontaine de Tury	154
18. — Coupe du Massif de Bessède au méridien d'Aunat	157
19. — Coupe du front de la Zone axiale le long de la route de Bessède à Gesse	161
20. — Coupe du vallon de Bessounet	164
21. — Coupe de détail prise sur le front de la Zone axiale dans le lacet inférieur de la route de Niort à la Forêt de Niave	166
22. — Carte géologique du Massif de Camurac	171
23. — Coupes du front du Saint-Barthélemy sur les deux rives du Lassat	181
24. — Coupe de la montagne de l'Affrau	183
25. — Coupe du bord méridional du Saint-Barthélemy au méridien de Caussou	188
26. — Carte géologique des environs de Saurat	203
27. — Cinq coupes sérieées de la bordure calcaire de l'Arize au Nord de Saurat	205
28. — Trois coupes en série de la partie septentrionale du bassin de Tarascon sur la rive gauche de l'Ariège	227
29. — Coupe de la barre des Irretches en face du Col de la Banalouse	231
30. — Coupe de détail des couches de base du Cénomanien au Nord du hameau du Ferré	256
31. — Coupe du petit lambeau cénomanien du Sud d'Erce	259

Figures	Pages
32. — Coupe offerte, à l'Ouest de Ségadou, par la tranchée de la nouvelle route de Biert à Col del Séré.	262
33. — Trois coupes relevées dans la région de Picarets et de Galas, au Sud de Soulan, sur le bord septentrional du Synclinal d'Oust et de Massat	264
34. — Coupe de détail des couches de base du Cénomanién au Sud de la route de Rogalle.	268
35. — Coupe de la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy par Marou et Cèquède	285
36. — Coupe du Cénomanién dans le vallon de Margarit.	291
37. — Coupe de la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy par Roc de la Lauze.	294
38. — Coupes des deux rives du ruisseau de l'Armentière	295
39. — Coupe de la bordure septentrionale du Saint-Barthélemy par le Picou de Freychenet	296
40. — Carte schématique indiquant l'allure des couches cénomaniennes dans la région du Pic de Montgaillard	302
41. — Coupe du chemin d'Embale au Sud du Pic de Montgaillard	304
42. — Coupes du Chânon du Pech de Foix sur les deux rives de l'Ariège	311
43. — Carte géologique de la terminaison orientale du Chânon du Pech de Foix.	324
44. — Coupes sériees vers la terminaison orientale du Chânon du Pech de Foix.	225
45. — Coupes de la bordure septentrionale du Massif de l'Arize dans la région de Cadarcet	343
46. — Trois coupes de l'Anticlinal de Laquère et du bord méridional de la Zone cénomaniénne	354
47. — Carte de la terminaison occidentale du noyau anticlinal de Carrère.	357
48. — Coupe de détail du Cénomanién dans la tranchée de la route de Durban à Balança en face du vallon de Saint-Alby	363
49. — Coupe des écaillés de Baup, d'après R. Buxtorf	369
50. — Schémas des trois stades de l'évolution de la Zone cénomaniénne au Nord du Massif de l'Arize.	373
51. — Coupes en série du Synclinal de Surroque au voisinage de la rivière d'Alos	395
52. — Coupe de la vallée du Salat en amont de Saint-Lizier	400
53. — Carte géologique du pli-faille de Montégut et de l'accident triasique de Montgauch	410
54. — Coupes en série du pli-faille de Montégut et de l'accident triasique de Montgauch.	411
55. — Coupe du massif de la forêt de Larroque	419
56. — Coupe du Massif de Milhas vers le méridien d'Arbas	441
57. — Coupe du Col de la Houst	443
58. — Carte et coupes de l'accident anticlinal d'Alas et de Béouch et de la terminaison orientale du lambeau cénomanién d'Arbas	445
59. — Coupe des pentes occidentales du Pic du Gar	452
60. — Coupe de la crête du Gar et de la montagne de Cagire par le Col de Caubo.	459
61. — Coupe de la crête du Pic de Cagire	459
62. — Carte géologique de l'affleurement de gneiss du ravin du Job	470
63. — Coupe de l'accident anticlinal du Pas de l'Ase.	473
64. — Coupe de la rive gauche de la Pique aux environs de Cierp	478

TABLE DES PLANCHES HORS-TEXTE

Planches

- I. — Carte géologique au 1/80.000 des environs de Tarascon-sur-Ariège.
 - II. — Carte géologique au 1/50.000 de la région d'Oust et de Massat.
 - III. — Coupes en série, au 1/50.000, dans la région d'Oust et de Massat.
 - IV. — Esquisse structurale des Pyrénées centrales et orientales françaises (*Echelle : 1/500.000*).
 - V. — Essai de coupes structurales du versant nord des Pyrénées centrales et orientales (*Echelle : 1/160.000*).
 - VI, VII, VIII. — Coupes géologiques du versant nord des Pyrénées centrales et orientales (*Echelle : 1/80.000*).
 - IX. — Carte géologique des Pyrénées centrales et orientales françaises (*Echelle : 1/200.000*).
-

DEUXIÈME THÈSE

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Zoologie. — La polyembryonie.

Botanique. — Les formations végétales dans les
Pyrénées centrales et orientales.

VU ET APPROUVÉ :

Paris, le 28 Juin 1932.

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

CH. MAURAIN.

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :

Le Recteur de l'Académie de Paris,

S. CHARLÉTY.

